

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕОБЩЕОБРАЗОВАТЕЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1:1 000 000
(новая серия)

Объяснительная записка
Лист L-(52), (53) — Пограничный

Ответственный редактор Р. И. Соколов

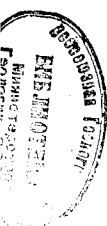
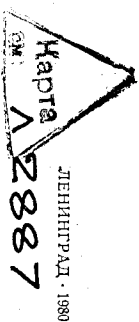
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР
Масштаб 1:1 000 000
(новая серия)

Объяснительная записка
Лист L-(52), (53) — Пограничный

Редактор Ю. И. Майшева
Художник А. М. Гиман
Технический редактор Э. Г. Якубасова
Корректор Ю. И. Майшева

Сдано в набор 29/IX 1978 г. Подп. в печать 29/II 1980 г.
М-29709. Формат 70×108/16. Бумага тип. № 1.
Высокая печать. Литерат. гарн. Печ. шрифт 7/16.
Усл. печ. л. 9,9. Уч.-изд. л. 9,25. Тираж 750 экз.
Заказ 554. Цена 90 коп.

Ленинградская картографическая фабрика объединения
«Аэрогеология»



2695219

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительный записка. Лист L-(52), (53) — Портанский, 1980, 114 с. (Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ)

Объяснительная записка к геологической карте охватывает фактический материал по стратиграфии, интрузивным образованиям, тектонике, геоморфологии и истории геологического развития южной части Еврейской автономной области, южной части Хабаровского, северной и северо-западной частей Приморского краев. Используются данные геологических и геофизических съемок, разведочных и поисковых скважин и основные результаты геологических исследований до 1970 г.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией СССР.

Табл. 14, ил. 9, список лит. — 52 назв.

Материалы по листу L-(52), (53) — Портанский рассмотрены и одобрены к печати 4 июня 1973 г. на заседании Главной редакции Гостеокарты в составе: Е. В. Бабиджан, Ю. Р. Беккер, В. Н. Верещагин, Н. Н. Воронцов, Г. С. Ганшин, А. Я. Дубинский, Ю. С. Желдобский, И. К. Зайцев, К. Б. Иваниц, Г. П. Кайман, З. А. Макарова, Ф. Г. Марков, С. А. Музалев (председатель), В. К. Пугинцев, Р. Н. Соколов, В. В. Соловьев, Ю. И. Ситин.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Стратиграфия	7
Протерозой. Ю. С. Липкин, М. И. Липкина	8
Палеозой	13
Кембрийская система. Ю. С. Липкин, М. И. Липкина, Ю. Н. Олейник	13
Силурийская система. Ю. Н. Олейник	17
Сидуринская — девонская (?) системы. С. Г. Мошкина, Р. И. Соколов	18
Девонская система. С. Г. Мошкина, Р. И. Соколов	19
Каменноугольная система. Р. И. Соколов	20
Каменноугольная система — нижний отдел пермской системы. С. Г. Мошкина, Р. И. Соколов	22
Пермская система. А. И. Бурдэ	22
Мезозой	29
Триасовая система. С. Г. Мошкина, Р. И. Соколов	29
Юрская система. С. Г. Мошкина, Р. И. Соколов	30
Меловая система. С. Г. Мошкина, Р. И. Соколов	32
Кайнозой	39
Палеогеновая система. С. Г. Мошкина	39
Неогеновая система. С. Г. Мошкина	42
Четвертичная система. В. В. Соловьев	44
Интрузивные образования . Д. М. Колмак	49
Тектоника. Р. И. Соколов	79
Геоморфология. В. В. Соловьев	89
Гидрогеологические условия. В. А. Кирохин, А. В. Зубев	101
Список литературы	112

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Б.—Большой (при названии) басс.—бассейн, -ы	р.-р.ны — район, -ы (при названии)
В.—Восточный (при названии)	р.—река (при названии)
В—восток	рр.—река (при названии)
Г.—город (при названии)	родн.—родник (при названии)
Г., ГГ.—год, -ы	руч.—ручей (при названии)
Д.—деревня (при названии)	С.—Северный (при названии)
Ж.-Д.—железнодорожный, -ая	СВ.—северо-восток
З.—Западный (при названии)	С—север
З—запад	С.-В.—северо-восточный (при назва- нии)
Зад.—залив, -ы	СЗ.—северо-запад
Кшдл.—кшдлак	С.-З.—северо-Западный (при назва- нии)
Кл.—клуч (при названии)	С.—село, поселение (при названии)
Кол.—колодец, -ы (при названии)	скв.—скважина (при названии и номе- ре)
Лев.—Левый (при названии)	см.—смотри
М.—Малый (при названии)	Ср.—Средний (при названии)
М.—мыс (при названии)	ур.—урочище (при названии)
М-ние, м-ния — местоорождение, -я (при названии)	хр.—хребет, -ы (при названии)
Обл.—область (при названии)	Ц.—Центральный (при названии)
Оз.—озеро (при названии)	Ю.—Южный (при названии)
О-в, о-ва — остров, -а (при названии)	Ю—юг
П-ов, п-ва — полуостров, -а (при назва- нии)	ЮВ.—юго-восток
Пос.—поселок (при названии)	Ю.-В.—Юго-Восточный (при названии)
Пр.—Правый (при названии)	ЮЗ.—юго-запад
Прод.—пролив, -ы (при названии)	Ю.-З.—Юго-Западный (при названии)

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа L- (52), (53) охватывает западные склоны Спихот-Алшны, отроги Восточно-Маньчжурской горной страны, южную часть Бурейского хребта, Западно-Приморскую равнину и юг Средне-Амурской равнины. Подробные сведения о рельефе, водах и климате приведены в книгах «Южная часть Дальнего Востока» [52] и «География Приморского края» [16].

В структурном отношении территория целиком располагается во внешней зоне Тихоокеанского подвижного пояса. Восточная — большая ее часть захватывает Сихотэ-Алиньскую складчатую систему, а западная — Ханкайский массив и юг Бурейского массива.

Сведения об истории геологического исследования территории изложены в работах Э. Э. Анерта [2, 3], П. Н. Кропоткина и др. [25], Н.А.Белинского и др. [17, 35], Л. Н. Хетичкова [48], И. И. Берсенева [7], в ряде томов «Геологическая изученность СССР» и в XXXII томе «Геология СССР» [18].

Район хорошо экономически освоен. В Лесозаводске, Дальнереченске, Бикине, Хоре имеются крупные предприятия по переработке древесины, а в г. Спасске-Дальнем цементно-шиферный завод. Центрами угольной промышленности являются Липовцы, Ретиховка, Лучеторск. Предприятия по добыче олова, цветных металлов и других полезных ископаемых располагаются в Кавалеровском и Вознесенском рудных узлах. Имеются многочисленные месторождения разнообразных строительных материалов. Однако, несмотря на большой объем уже проведенных съемочно-поисковых работ, перспективы открытия новых месторождений полезных ископаемых остаются высокими.

Обнаженность района неравномерная, но в целом плохая. Обнажения располагаются в бортовых частях долин горных рек и реже на водоразделах. Скальные выходы образованы кремнистыми породами, известняками, массивными песчаниками и вулканическими породами. На склонах мощность делювия достигает 5—7 м.

В подготовке карты и объяснительной записки принимали участие сотрудники ВСЕГЕИ, Приморского территориального геологического управления и Института океанологии ДВФСО АН СССР.

Для увязки стратиграфических подразделений и подтверждения их геологического возраста и состава, а также проверки степени обособленности разделения интрузий проведены специальные ревизионно-увязочные работы.

Несмотря на большую заснятость территорий средне- и крупномасштабными съемками и значительное количество тематических исследований, некоторые вопросы геологического строения района остались не решенными. Весьма слабо обособлены стратиграфические схемы протерозоя и уладинской серии (карбон—пермь), не показан пермский возраст ариаднинской свиты. Спорным является возраст крупных массивов гранитоидов на юго-западе территории. Слабо изученными в отношении толговой минерализации остаются палеозойские вулканогенно-кремнистые и терригенные толщи и пермские субаэральные вулканиты.

Геологическая карта листа L-(52), (53) была подготовлена к изданию в 1973 г.; тогда же был написан и текст объяснительной записки. Публикация последней значительно задержалась.

За истекший период с момента издания геологической карты и подготовки объяснительной записки появились дополнительные факты, позволяющие несколько по-иному трактовать возраст отдельных геологических объектов, что необходимо учитывать при чтении геологической карты и объяснительной записки. Так, на III Дальневосточном стратиграфическом совещании, состоявшемся в мае 1978 г. в г. Владивостоке, было принято решение о выделении в пределах Ханкайского массива архейских образований. В связи с этим решением матвеевская и ружинская свиты, входящие в иманскую серию и показанные на карте как нижнепротерозойские, отнесены сейчас к верхней части архей, а уссурийскую серию, включающую туренскую, нахимовскую и татьяновскую свиты, считают нижнепротерозойской. Удвоен возраст и союзенской свиты на Буренском массиве. Ее возрастной интервал определен от верхов нижнего протерозоя до низов верхнего (рифей).

Появились данные о более широком развитии девонских вулканических и вулканогенно-осадочных отложений в юго-восточной части Ханкайского массива, которые ранее относились к верхней перми. На основании пересмотра флористических комплексов, содержащихся в породах сивановской и болопольской свит, ряд исследователей считает возможным отнести эти подразделения к дарскому ярусу.

СТРАТИГРАФИЯ

Сводный стратиграфический разрез, включающий образования от нижнего протерозоя до современных, по мощности превышает 40 км. В соответствии со схемой районирования, принятой большинством исследователей, на территории листа L-(52), (53) выделяется ряд структурно-формационных зон, отличающихся типами разрезов (рис. 1). Протерозойские образования, представленные разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, а также кембрийские, преимущественно терригенные и карбонатные отложения, обнажаются только

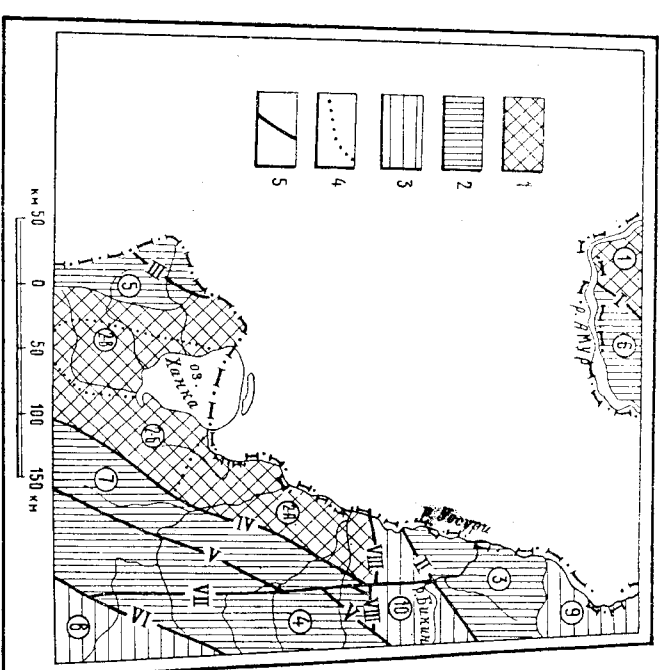


Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования.

1-3 — возраст структурно-формационных зон. 1 — протерозойско-раннепалеозойские, 2 — средне-палеозойские, 3 — позднелазовские-мезозойские, 4 — рифей, 5 — ранний палеозой. Названия зон (цифры в кружках): 1 — Буренская, 2 — Ханкайская с подзонами: 2А — лесозаводская, 2Б — волновская; 3 — Самурская, 4 — Центрально-Сихотэлинская, 5 — Гродековская, 7 — Давыдовская, 8 — Восточно-Сихотэлинская, 9 — Вяземская, 10 — Ачанская. Названия разломов: I — Куанский, II — Ачанский, III — Западный Приморский, IV — Западный Сихотэ-Алинский, V — Давыдовский, VI — Центральный Сихотэ-Алинский, VII — Меридиональный, VIII — Иманский.

в Ханкайской и Бурейнской зонах. Наиболее полный разрез средне- и верхнепалеозойских геосинклинальных осадков (песчано-сланцевых и вулканогенных) наблюдается в Центрально-Сихотэлинской зоне, а кремнисто-алевролитовых — в Самурской зоне. Субааральные и субаральные кислые и средние эффузивы перми преобладают в Даубининской зоне. Существенно многосинклинальные песчано-сланцевые отложения верхней перми, триаса, юры и мела развиты в Восточно-Сихотэлинской зоне. Меловые и третичные осадочные континентальные отложения, а также кислые, средние и основные эффузивы и их туфы обнаруживаются во всех зонах.

ПРОТЕРОЗОИ

Докембрийские метаморфические образования обнаружены в Ханкайской, Бурейнской и Даубининской зонах. Возраст образований, особенно для нижних частей разреза, дискусионен. А. З. Лаарев [27], Н. А. Белевский [17], А. М. Смирнов [44], А. Ф. Шехоркина [51] и ряд

Схема сопоставления протерозойских отложений
Таблица 1

Возраст	Ханкайская зона			Бурейнская зона
	Лесозаводская подзона	Славская подзона	Воснесенская подзона	
Верхний протерозой	Кабардинская свита, 1000 м		Дальзаводская толща, 600—650 м	Мурдавская свита, 480—850 м
	Лысгорская свита, 550—600 м		Лузановская толща, 950—1100 м	Игининская свита, 1000—1100 м Дитурская свита, 1100—1200 м
	Митрофановская свита, 2000 м			
	Славская свита, 750—1000 м		Насыровская толща, 1200—1300 м ?	Совиженская свита, 1500—1700 м
Средний протерозой	Не известны	Татьяновская свита, 2500 м	Не известны	Не известны
	Тургеневская свита, 4300 м	Нахимовская свита, 3500 м		
Нижний протерозой	Матвеевская свита, 3000—3500 м	Не известны	Не известны	Тулдовичинская свита, более 500 м
	Ружинская свита, 2000 м			

других геологов считали, что часть разреза может быть отнесена к архею. Однако учитывая, что несколько десятков анализов абс. возраста различных пород показывает не более 1650 млн. лет, большинство исследователей в настоящее время относят глубокометаморфизованные породы района к протерозою. На Втором Дальневосточном межведомственном стратиграфическом совещании в 1965 г. было принято решение о разделение докембрийских образований данного района на нижне-, средне-, и верхнепротерозойские (табл. 1).

Нижний протерозой

К нижнему протерозою в Ханкайской зоне отнесены ружинская и матвеевская, а в Бурейнской зоне — туловичинская свиты.

Ружинская свита (PR_1) выделена Н. А. Белевским [35]. Она выходит в ядрах брахантиклиналей у ст. Ружино, г. Дальнереченск, сел. Тамга, Матвеевка, Глазовка. Разрезы свиты изучены Ю. Н. Олейников в 1963 г. в районе сел Матвеевка и Глазовка. Свита сложена диопсидовыми мраморами, образующими толщи в 300—600 м, разделенными пачками биотитовых гнейсов и биотитовых, мусковит-биотитовых, графит-тремолитовых и диопсидовых сланцев. Мощность отдельных пачек сланцев и гнейсов — от 50 до 200 м. Графит в гнейсах местами образует промышленные скопления (Тамгинское м-ние). Мощность свиты не менее 2000 м.

Матвеевская свита (PR_{1m}) выделена И. В. Мишкиной и Е. П. Колесниковым в 1963 г. в районе с. Матвеевка. Ее разрез изучался А. Ф. Крамчаниным, Б. П. Подой и др. вблизи сел Невское и Пантелеймоновка, у г. Дальнереченск и ст. Ружино. В басс. р. Кедровка она согласно залегает на мраморах ружинской свиты и представлена силлиманитовыми и биотитовыми сланцами, содержащими прослой кварцитов, гнейсов и мраморов. В окрестностях с. Матвеевка свита подразделена на три подсвиты. Нижняя мощность около 500 м сложена биотитовыми, биотит-силлиманитовыми, пироксеновыми и диопсидовыми сланцами, а также мигматитами. Для второй подсвиты (2200—2300 м) характерно присутствие в ее средней части гранат-корднеритовых кварцитов с прослоями диопсидовых мраморов, а в верхней части — железистых кварцитов. В верхней подсвите (700 м) преобладают порфиро-бластические гнейсы и биотитовые сланцы. Кроме них присутствуют невыдержанные прослой и линзы гипертен-оливиновых гнейсов, пироксен-гилланоклазовых и пироксен-амфиболовых сланцев. Видимая мощность свиты 3000—3500 м.

Тулдовичинская свита (PR_{1t}), сопоставляемая по положению в разрезе с матвеевской, развита только в Бурейнской зоне. По данным Л. В. Эйриша [1965], в басс. р. Самарка она сложена биотитовыми гнейсами, обильно насыщенными гранитным и полевошпатовым материалом метасоматического генезиса. Мощность свиты 500 м.

Средний протерозой

Образования, отнесенные к среднему протерозою, развиты в Ханкайской зоне. В Лесозаводской подзоне они представлены тургеневской, а в Славской подзоне — нахимовской и татьяновской свитами.

Тургеневская свита (PR_2) выделена Е. П. Делюковым, А. Ф. Крамчаниным и Б. П. Подой в 1961 г. в басс. рек Кедровка, Тамга и Кабарта. Взаимоотношения свиты с подстилающими и перекрывающими отложениями неясны, так как выходы ее ограничены разломами. Вопрос о полном объеме и границах свиты до сих пор не решен. Е. П. Делюковым в 1961 г. и Ю. Н. Олейников в 1967 г. в тур-

геневской свиты выделяются две подсвиты. Южнее с. Ильмовка нижняя подсвита сложена биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми сланцами и гнейсами с прослоями амфиболитов и линзами диопсидовых мраморов. Мощность отдельных горизонтов от 30 до 80 м. Мощность подсвиты в басс. р. Тамга 2280 м. В верхней подсвите мощностью около 2000 м преобладают биотитовые, биотит-мусковитовые и биотит-сидеритовые сланцы. Мощность горизонтов в этой подсвите — от 100 до 300 м. Видимая мощность свиты 4300 м.

Нахимовская свита (PR_{2nh}) выделена в Спасской подзоне близ с. Нахимовка Ю. Я. Грозовым [20] и детально описана М. А. Мишкиным в 1961 г. В районе сел Славинка и Ручовка низы свиты сложены мигматизированными биотитовыми гнейсами — артеритам, реже теневыми мигматитами, часто с микроклиновыми порфириобластами. В разрезе встречаются пластовые тела и линзы амфиболитов мощностью до нескольких метров. Вблизи сел Нововладимирова и Нахимовка более высокие части свиты представлены тонкопослойными биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами и гнейсами. Полная мощность свиты не установлена, но, видимо, она более 3500 м.

Татьяновская свита (PR_{2t}) на нахимовской залегает согласно. В разрезе свиты, изученном М. А. Мишкиным и И. В. Мишкиной [32] в окрестностях сел Татьяновка, Зеленовка и Нововладимирова, наблюдается частое переслаивание биотитовых, биотит-диопсидовых, мусковит-биотитовых сланцев и реже гнейсов. Встречаются прослои диопсид-амфиболовых сланцев и амфиболитов. Мощность отдельных пачек пород от 10 до 130 м.

Условно на этих участках свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю, мощностью 850—1000 м, среднюю — до 360 м и верхнюю — около 1250 м. За границы подсвит принимаются слои биотитовых гнейсов, мощность которых колеблется от 15 до 60 м. Общая мощность свиты 2500—2600 м.

Условно к среднему протерозою (PR_2) отнесены сильно гранитизированные биотит-мусковитовые и диопсидовые сланцы и гнейсы, местами приобретающие облик теневых мигматитов, а также мраморы и амфиболиты. Эти породы развиты между с. Чкаловским и г. Лесозаводском и обнажаются небольшими фрагментами из-под четвертичных отложений. Контуры их распространения в большей части условны и на карте показаны в основном по геофизическим данным.

Верхний протерозой

Верхнепротерозойские отложения выделены в Ханкайской и Бурейнской зонах, где они разделены на ряд свит и толщ.

К низам разреза в Ханкайской зоне, к ЮВ от г. Спасска и г. Лесозаводска, отнесена спасская свита, а у с. Вознесенка — насыровская толща. В Бурейнской зоне им соответствует союзненская свита.

Спасская свита (PR_{3sp}), впервые выделенная и описанная Ю. Я. Грозовым [20] в междуречье Спассовка — Одарка, по данным И. В. Мишкиной [1965 г.], залегает на татьяновской согласно. Полные разрезы свиты нигде не наблюдались. К В от г. Спасска низы свиты сложены биотитовыми сланцами (иногда замещающимися по простиранию песчаниками), а верхи — мусковитовыми, биотитовыми и биотит-мусковитовыми сланцами. В басс. р. Спассовка в разрезе преобладают биотитовые и биотит-серпичитовые сланцы, образующие горизонты от 60 до 125 м. Прослой меньшей мощности слатат прайфитовые и хлоритовые сланцы. Общая мощность свиты здесь определяется в 1000 м. На севере Ханкайской зоны, юго-восточнее с. Туренево, мощность свиты А. Ф. Крамчаниным и Е. А. Леликовым определяется в 725 м.

На этом участке в составе свиты преобладают мусковитовые сланцы с редкими прослоями кварцитов.

В Вознесенской подзоне, в районе с. Вознесенка, к низам верхнего протерозоя отнесена насыровская толща (PR_{3ns}), развитая в басс. р. Насыровка и проследывающаяся на юге, к р. Абрамовка. Нижняя граница толщи неизвестна. Наиболее полно разрез толщи вскрыт горными выработками на водоразделе рек Насыровка и Падь Казачья. Толща сложена переслаивающимися серпичитовыми и серпичит-тематитовыми сланцами, атеролитами, кварцитовидными песчаниками, микрокварцитами и редко гравелитами. Мощность слоев микрокварцитов, представляющих собой перекристаллизованные кремнистые породы, — 30—55 м. Общая мощность толщи без базальных слоев 1200—1300 м. Характерной для всех пород толщи является красная и фиолетовая окраска.

Союзненская свита (PR_{3sz}), выделенная С. А. Музыловым в Бурейнской зоне, по составу подразделена Л. В. Эйришем на две подсвиты. Нижняя подсвита (900—1000 м) сложена кварц-сланцевыми, сидеритовыми, гранатовыми, полевошпатовыми, амфиболовыми и другими кристаллическими сланцами, а также кварцитами и микрогнейсами. Внутри подсвиты наблюдаются прослои мраморов мощностью до 50 м. Верхняя подсвита (600—700 м) сложена преимущественно графитоносными кварцитами, сидеритовыми, слюдистыми, полевошпатовыми и графитовыми сланцами, содержащими редкие прослои мраморов. Содержание графита в графитовых сланцах достигает 10—15%, но встречаются прослои и чистого графита. Вверху подсвиты преобладают кристаллические сланцы и микрогнейсы. Мощность свиты в целом — 1500—1700 м.

Более высокие части разреза верхнего протерозоя в разных зонах и подзонах в связи с разнородным составом отложений получили различные наименования.

В Спасской подзоне к этой части разреза отнесены митрофановская и лысоторская свиты.

Митрофановская свита (PR_{3mt}), по данным Е. П. Леликова и А. Ф. Крамчанина, имеет постепенные переходы со спасской свитой, и севернее с. Митрофановка сложена в основном графитовыми и мусковит-графитовыми сланцами с подчиненным количеством серпичитовых и серпичит-хлоритовых сланцев и амфиболитов. Мощность свиты — 600—700 м.

Наиболее полные разрезы свиты описаны И. В. Мишкиной в басс. р. Спассовка, где эти отложения ранее включались в состав спасской свиты. Здесь митрофановская свита делится на три подсвиты. Нижняя подсвита (500 м) сложена чередующимися слоями хлорит-биотитовых, серпичит-биотитовых, хлорит-серпичит-биотитовых и графитовых сланцев и, в меньшем количестве, графитовых кварцитов. Мощность слоев внизу — 25—50 м, вверху — 100—150 м. Средняя подсвита (1300 м), в отличие от нижней, почти не содержит графитовых пород, но в ней появляются прослои и пачки кварц-серпичитовых, мусковитовых и серпичит-кварц-тематитовых сланцев. Мощность пачек от 30 до 150 м. Верхняя подсвита (200—250 м) представляла слюдисто-графитовыми сланцами. Общая мощность свиты около 2000 м.

Северо-западнее с. Митрофановка разрез наращивается согласно залегающей лысоторской свитой, сложенной преимущественно мраморизованными известняками, среди которых восточнее горы Лысая Сопка имеются пачки и прослои графитовых, амфибол-биотитовых и серпичитовых сланцев. В районе горы Лысая Сопка мощность свиты определяется в 550—600 м.

Иной состав имеют отложения, отнесенные к этой части протерозоя, в районе с. Вознесенка. Здесь согласно на насыровской толще залегает

толща, названная А. Ф. Крамчаниным лугановской (PR_3^{Lz}). Весьма условно толща подразделяется на две части, каждая из которых наиболее полно представлена в басс. р. Насыровка и в районе Павловских высот, где она была изучена А. А. Рязанцевым. Всюду в основании подолги присутствует пачка шунгитовых сланцев, алевролитов и, реже, песчаников мощностью от 50—100 м по р. Насыровке до 150—200 м — в районе Павловских высот. Выше расположен горизонт (60—100 м) тонкопереслаивающихся алевролитов и серицит-тематитовых сланцев фиолетово-красной и зеленовато-серой окраски. Верхние части разреза (около 250 м) характеризуются тонким чередованием шунгитовых сланцев, алевролитов и песчаников, также песчорокрашенных. Мощность нижней подолги 450—500 м. Верхняя подолга (500—600 м) отличается от нижней только появлением редких прослоев известняков и доломитов. Общая мощность толщи — 950—1100 м.

В Буренской зоне к этой части верхнего протерозоя отнесены дитурская и итинчинская свиты. Дитурская свита (PR_3^{dt}) широко развита в басс. р. Маньчжура. Разрез свиты изучен Л. В. Эйришем в береговых обнажениях Амурса, между устьями рек Беляя и Покотиха, где она согласно залегает на союзенской свите и внизу представлена светло-серыми среднекристаллическими пологатыми мраморами с редкими прослоями слюдяных сланцев, кварцитов, филлитов, зелено-каменных пород. В средней части свиты развиты мелкокристаллические тонкоколосчатые мраморы и мраморизованные известняки, почти лишённые прослоев терригенных пород. Верх свиты сложен мраморизованными известняками с прослоями мергелистых известняков и филлитов. Мощность дитурской свиты — 1100—1200 м.

Итинчинская свита (PR_3^{ig}) широко распространена восточнее долины р. Маньчжура, где она согласно перекрывает дитурскую свиту. Внизу свита сложена тонкозернистыми песчаниками с порочинными прослоями алевролитов и глинистых сланцев мощностью от десяти сантиметров до первых метров. В верхах свиты сланцеватые алевролиты и глинистые сланцы преобладают над тонкозернистыми песчаниками. Мощность свиты — 1000—1100 м.

Отложения, отнесенные к верхам протерозоя, на севере и в центральной части Ханкайской зоны объединены в кабаргинскую свиту (PR_3^{kb}), которая, по данным А. Ф. Крамчанина, в басс. р. Кабарга внизу сложена пачкой серицит-хлоритовых и серицитовых сланцев мощностью в 580 м; в средней части — кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, переслаивающимися с биогит-мусковитовыми сланцами (мощность 250—300 м), аверху — двуслюдяными и биогитовыми сланцами видной мощностью более 120 м. Общая мощность свиты превышает 1000 м. К В. от г. Спасска-Дальнего кабаргинская свита, по данным И. В. Мишкиной, залегает со скрытым угловым несогласием на подстилающих образований. Низ свиты (540—580 м) представлены кварц-серицитовыми, кварц-хлоритовыми, хлорит-серицитовыми и кварц-серицит-хлоритовыми филлитами. В верхах свиты преобладают известковистые песчаники при подчиненной роли кварц-серицитовых филлитов. Мощность пачки — 420 м, а всей свиты — около 1000 м.

На юге Ханкайской зоны, в Вознесенской подзоне, кабаргинской свите соответствует дальзаводская толща (PR_3^{dl}), прослеживающаяся от совхоза Дальзавод до с. Благодатное. Толща отличается неостаточным и разнообразным составом пород. На восточных склонах горы Третьяка, вблизи с. Приторевка, Ю. С. Дипкинны и М. И. Липкиной в 1967 г. установлено согласное залегание дальзаводской толщи на шунгитовых сланцах лугановской свиты. Низы толщи мощностью от 210 до 300 м представлены пачкой переслаивающихся алевролитов, песчаников и, реже, серицитовых сланцев. В нижней половине этой пач-

ки преобладают алевролиты, а в верхней — песчаники. Выше А. А. Рязановым (1964 г.) установлено переслаивание серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев с известняками. Мощность отдельных прослоев — от десятка сантиметров до 5—6 м. Изредка присутствуют линзовидные прослойки кремнистых пород. В 50 м от кровли толщи в районе высот 210,9 м встречены прослойки агломератов кислого состава и туффитов мощностью до 10 м. Общая мощность толщи — 600—650 м. В средней части в органических известняках М. И. Липкиной обнаружены остатки синезеленых водорослей, сходных с формами из верхнего протерозоя Енисейского крика.

В Буренской зоне к верхам протерозоя отнесена мурданская свита (PR_3^{mt}), широко развитая в междуречье Маньчжурии и Самары. Разрез свиты изучен М. В. Чеботаревым [134], который разделил ее на три подсвиты. Нижняя подсвита представлена массивными, иногда кремнистыми, доломитами с линзами магнетитовых пород и известняков, и маломощными прослоями кремнисто-глинистых сланцев и доломитовых песчаников. В нижней части встречаются прослойки глинистых сланцев [161]. Мощность подсвиты — 150—250 м. Средняя подсвита сложена пологатыми глинистыми сланцами, песчаниками, седиментационными брекчиями, конгломератами, общей мощностью от 30 до 200 м. Верхняя подсвита представлена массивными доломитами с водорослями типа *Colletia* и *Neslindia*. Присутствуют линзы магнетита и маломощные прослоя кремнисто-глинистых сланцев. Мощность подсвиты — 300—400 м. Общая мощность свиты — 480—850 м.

Условно к нерасчлененному верхнему протерозою ($PR_3^{?}$)* отнесены метаморфические образования, развитые в западной части Уссури-Ханкайской зоны, в верховьях над Широкя и р. Комиссаровки, вблизи с. Карева. Отложения представлены однородными темно-бурыми, темно-серыми мусковит-биогит-кварцевыми сланцами с невыдержанными и маломощными прослоями и линзами амфиболитов и слюдяных кварцитов. Разрез этой толщи изучен плохо, общая мощность ее определяется в 1500—1800 м.

ПАЛЕОЗОИ

Кембрийская система

Кембрийские отложения обнажены в Ханкайской и Буренской зонах, где они пространственно тесно связаны с верхнепротерозойскими толщами и близки к ним по характеру складчатости и метаморфизма. В настоящее время здесь выделяются алданский и ленский ярусы нижнего кембрия и нерасчлененные ниже-среднекембрийские отложения.

К алданскому ярусу в Спасской подзоне отнесены песчано-сланцевая толща и прохоровская свита.

Песчано-сланцевая толща (более 800 м) имеет весьма ограниченное распространение. Она обнажена на левобережье р. Спассовки близ г. Спасск-Дальний и по единичным выходам прослеживается до с. Евсеевка. С верхнепротерозойскими отложениями взаимоотношения не выяснены. Более мощные толщи составляют полимиктовые песчаники. Из других пород установлены филлитовидные сланцы, известняки и кремнистые породы.

И. В. Мишкина в известняках обнаружила органические остатки, среди которых определены археоциаты: *Archaeolithus sibiricus*

* П. К. Маркеев и В. И. Шорохов [112] относят эти образования к синур-дону на основании сопоставления их с метаморфизованными отложениями кордон-кинской свиты сибирского возраста.

(Toll), *Aiaciudithus* sp., *Protorhapheta* и др.; водоросли *Eurhynchion* cf. *scorpium* Kotte и др.; трубочатые образования *Volotimella lineata* Reittl. и др.; катаграфии. Комплекс органических остатков позволяет, по мнению О. Г. Окуневой, отнести породы к средней части алданского яруса.

Прохоровская свита (Ер). Стратигический разрез свиты установлен Ю. Я. Проховым в 1959 г. у д. Прохоры, откуда она прослеживается на ЮВ до хр. Синего Западного и басс. р. Синерога. Взаимоотношения ее с песчано-сланцевой толщей не надолгались.

Разрез свиты детально изучался Ю. К. Таниным в 1960 г. и И. В. Мишкиной в 1965 г. на горе Медвежья. Наибольший объем в свите занимают известняки различной текстуры: массивные, слоистые, брекчиевидные. Обычно известняки чистые, но встречаются мергелистые, доломитистые, битуминозные и др. В виде пластов и линз среди известняков залегают кремнистые породы, доломиты, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, алевролиты. А. Ф. Шехоркина [51] в составе свиты наблюдала спонголиты. Мощность отдельных крупных пачек известняков — от 200 до 800 м, а кремнистых пород — 120—400 м. Общая мощность свиты более 3000 м. На разных уровнях в известняках И. В. Мишкина и О. Г. Окунева обнаружили археоциты: *Archaeolithus sibiricus* (Toll), *A. imitatus* (Volod), *A. ex gr. naticus* (Volod), *Aiaciudithus artemitellum* (Volod), *A. splanctus* (Volod), *Capsulolithus subcallosus* Zhut., *Robustolithus tenuitatus* (Volod), *Coscinolithus* cf. *arcuatus* Volod, *Dicystolithus javoriskii* Volod и др., и водоросли *Eurhynchion simplex* Volod, *Girvanella* sp. Обнаруженные в свите археоциты позволили О. Г. Окуневой отнести ее к позднеалданскому веку.

К ленскому ярусу отнесена дмитриевская свита (Е, dm), которая от с. Дмитриевка прослеживается на ЮВ до с. Евсеевка. Нескольким условно она выделена в басс. р. Синерога. С прохоровской свитой взаимоотношения не известны. Стратигический разрез свиты изучен И. В. Мишкиной, О. Г. Окуневой и Ю. Н. Олейником севернее с. Дмитриевка, на высоте Карьерная. Мощность свиты около 2000 м.

В свите преобладают известняки (70%), иногда оолитовые, в меньшем количестве присутствуют глинистые сланцы, алевролиты и полимиктовые известковистые песчаники. Возможно, к средней части дмитриевской свиты приурочены гравелиты района пос. Синий Гай, в которых Ю. Н. Олейником найден трилобит *Redlichia* sp., характерная для свиты, по определению Л. Н. Репиной, санштыкольский горизонт ленского яруса.

По всему разрезу в известняках встречаются многочисленные органические остатки, среди которых определены археоциты: *Archaeolithus naticus* (Volod), *Capsulolithus irregularis* Zhut., *C. subcallosus* Zhut., *Aiaciudithus artemitellum* (Volod), *Robustolithus totius* (Volod), *R. polyseptatus* Volod, *Loculolithus membranaeformis* Volod, *Archaeolithus inaequalis* Osad., *Archaeolithus koniushkovi* Osad., *Etmorhynchium grandireforatum* (Volod), *Clathroscopus infirmus* (Volod), *C. vassilevi* (Volod), *Protorhapheta rotundior* Volod, *Chankacuthus strachovi* Jakovl., *Coscinolithus dilatatus* Volod и др.; трилобиты *Rondocerithus pinnatus* Potk., *Laticerithus tuberosus* Potk., *Serridiscus agnostoides* Polet. и др.; остатки водорослей, губок, брахиопод, хмолитов.

Археоциты дмитриевской свиты О. Г. Окунева сопоставляет с комплексом археоцитат санштыкольского горизонта ленского яруса. К нижнему кембрию (Е₁) без более подробного расчленения в Вознесенской подзоне отнесена мощная (4500 м) терригенно-карбонатная толща, которая в большей своей части (3500 м) сопоставляется

Ю. С. Липкиным (1967 г.) с рифеем, главным образом на основании находок синезеленых водорослей. Однако еще в 1956 г. В. Н. Усков, в 1957 г. Ю. М. Олейник и в 1966 г. М. А. Егланова в этой толще обнаружили нижнекембрийские археоциты. Стратиграфическое положение толщи из-за плохой обнаженности и интенсивной тектоники не может считаться окончательно выясненным.

Самые нижние части разреза нижнего кембрия названы Ю. С. Липкиным [28] первомайской толщей. Она прослеживается от Первомайского м-ния к совхозу «Дальзавод», горе Липовец и в басс. р. Абрамовка. По простиранию разрез толщи не устойчив. В ее составе присутствуют известняки, доломиты и доломитовые известняки с прослоями серпичных и кварцево-серпичных сланцев и алевролитов. К этой же толще Ю. С. Липкин условно отнес конгломерато-брекчий, содержащий туфовый материал, встречающиеся в двух скважинах участка Подлого. Мощность толщи 500—600 м. Ю. С. Липкин в толще обнаружил и 3. А. Журавлева определила онколиты: *Osagia tenuimellata* Reittl., *O. solitaria* Reittl. и катаграфии *Yucculites flexuosus* Reittl., известные и в среднем рифее Сибири и Ю. Урала и *Nidiculites* sp., близкий к формам, распространенным в кембрии. О. Г. Окунева [22] определила археоциты: *Archaeolithus sibiricus* (Toll), *Aiaciudithus ex gr. artemitellum* (Volod), *Gordonicuthus camprestis* Okun. sp., пов., *Clathroscopus vassilevi* (Volod), *Protorhapheta polytricha* Volod и др. и многочисленные трилобиты, хмолиты и брахиоподы. По мнению О. Г. Окуневой, этот комплекс археоцитат позволяет относить первомайскую толщу к низам ленского яруса.

Выше лежащие отложения получали наименование безрезнойкой толщи. Она прослеживается от горы Ветровая (среднее течение р. Безрезнойки) на ЮВ до Ярославского м-ния. А. Н. Разанцев делит толщу на три части. Нижняя часть представлена преимущественно серпичными сланцами, содержащими прослой алевролитов и кварцитовидных песчаников (мощность — 150—170 м). Средняя часть толщи (290—300 м), сложена кварцитовидными песчаниками с очень небольшими прослоями сланцев, а верхняя — внизу сланцами (120—150 м), вверху — сланцами и алевролитами (250—360 м). Местами в составе толщи горными выработками вскрыты линзы известняков. Мощность толщи не менее 900 м.

Более высокие слои нижнего кембрия выделены в новоярславскую толщу, разрезы которой изучены на Ярославском м-нии. Здесь согласно на безрезнойкой толще залегает пачка известняков (150 м), переслаивающихся с серпичными и реже шунгитовыми сланцами. В основании пачки присутствуют прослой доломитов. Мощность отдельных слоев известняков достигает 35—40 м, а мощность сланцев не превышает первых метров.

Верхние части толщи представлены внизу песчаниками (до 50 м), а выше шунгитовыми и серпичными сланцами с очень редкими и маломощными прослоями известняков, алевролитов и песчаников. Мощность этой части разреза — 600 м, а всей толщи — 700—750 м.

Разрез нижнего кембрия наращивается волкушинской толщей, распространенной в басс. рек Волгуша и Илгаста. Толща сложена кристаллическими, в средней части органогенными известняками, шунгитовыми известняками, переслоенными шунгитовыми, известковистыми, известково-серпичными сланцами, редко алевролитами и кремнистыми породами. По пористранно состав толщи и ее мощность изменяются. В частности, от верховьев к низовьям р. Волгуша в разрезе толщи почти полностью исчезают органогенные известняки, а мощность ее уменьшается с 750 м до 450 м.

Верхний кембрий в этой подзоне выделены в коваленковскую толщу, широко распространенную в междуречье Лифу и Волкуши. Подные

разрезы толщ не известны. Э. И. Шкурко и Н. И. Мостовская (1961 г.) по скважинам установили, что толща мощностью не менее 500 м сложена серпичитовыми и кварц-серпичитовыми фидлиговидными сланцами с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников, кремнистых пород и известняков.

На севере, в Лесозаводской подзоне, нижекембрийские (Е₁) образования пока палеонтологически не охарактеризованы и выделены под названием терригенно-карбонатной толщи. В отличие от более южных участков здесь в составе нижнего кембрия, вероятно, частично или полностью соответствующего прохоровской и дмитриевской свитам, появляются прослой спилитов, амфиболитов, железистых и железомарганцевых кварцитов.

Толща, по данным Ю. Н. Олейника, Ю. К. Танина, А. Ф. Краматинца, крайне неустойчива по простираннию и представлена известняками, сланцами и кварцитами общей мощностью 2500 м.

В Буренинской зоне к нижнему кембрию относятся рудоносная и долоковокская свиты, которые на карте не разделяются.

Рудоносная свита, развитая в междуречье Мамчукурки и Самары, залегает на мурдаванской без углового несогласия, но с разрывом. В основании свиты присутствуют седиментационные брекчин с обломками доломитов из подстилающей мурдаванской свиты. Рудоносная свита разделена М. В. Чеботаревым на три подсвиты. Нижняя подсвита состоит из двух пачек, одна из которых (4—20 м) представлена углистыми, кремнисто-углистыми, углисто-глинистыми сланцами, алевролитами и глинисто-доломитовой брекчин, вторая (20—30 м) сложена кремнисто-глинистыми сланцами, доломитами, реже доломитовыми песчаниками. В береговых обнажениях Амура, выше Медвежьего Утеса, в строении подсвиты главная роль принадлежит доломитовым брекчиям, содержащим прослой кремнистых доломитов с остатками водорослей. Средняя подсвита содержит два рудных пласта. Нижний, марганцеворудный, сложен браунитом, родохрозитом, гаусманитом, хальпедоном, гематитом, доломитом. Мощность пласта — от 0,3 до 4,7 м. Верхний, железорудный, представлен полостальми магнетитовыми, гематитовыми и магнетито-гематитовыми микрокварцитами с линзами доломитовой брекчин. Мощность пласта — от 8 до 25 м. Верхняя подсвита сложена глинистыми, реже кремнисто-глинистыми, сланцами с прослоями и линзами черного известняка, доломитового песчаника и глинисто-доломитовой брекчин. Мощность подсвиты — 110—225 м.

В рудоносной свите С. Г. Костаньян и К. А. Львов в 1949 г. на Кимканском м-нии (севернее описываемой территории) обнаружили окременности, по определению Н. Н. Яковлева похожие на кембрийские *Modioloides priscus* Walcott.

Долоковокская свита залегает согласно на рудоносной. М. В. Чеботарев в долоковокской свите (600—800 м) выделяет нижнюю часть (400—500 м), сложенную марморизованными известняками с пачками углисто-глинистых сланцев внизу разреза.

К нижнему — среднему кембрию (Е₁₋₂) на юге Ханкайской зоны отнесены преимущественно терригенные отложения, суммарная мощность которых превышает 8500 м. Стратиграфия этих образований разрабатана плохо. Нет единого мнения о последовательности толщ и их объеме. В низах разреза в последние годы выделяют две свиты — меркушевскую и медвежинскую, являющихся, по мнению Ю. Н. Олейника, одночленистыми.

Меркушевская свита, выделенная Ю. Я. Грозовым в 1959 г., развита севернее с. Дмитриевка, где повсеместно ложится на размытую, обычно закарстованную поверхность карбонатных пород дмитриевской свиты. Состав свиты резко изменчив по простираннию. В районе

пос. Синий Гай в ней преобладают средне- и крупногалеичные пестроокрашенные, существенно известковистые конгломераты, среди которых имеются горизонт (70—80 м) гравелитов. Юго-восточнее, вблизи с. Дмитриевка, в свите преобладают гравелитов и песчаников резко утончающихся. В этом же направлении уменьшается размер обломков в конгломератах. Мощность свиты около 600 м.

Медвежинская свита выделена Ю. Н. Олейником на правобережье р. Медведица, южнее с. Дмитриевка, и изучена Л. А. Изовым. Контакт свиты с подстилающими образованиями не наблюдался. Разрез начинается с конгломератов и гравелитов мощностью около 50 м. Выше свита сложена полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов и алевролитов. Видная мощность — более 1500 м. В басс. р. Медведица и в верховьях р. С. Тихая обнаружены триобиты: *Paratropia sulcata* N. Tchern., *Cheironeides* ex gr., *C. articus* N. Tchern., *C. tiscanella* aff. *gracilis* Lett. и др., брахиоподы семейства *Acrotetidae* *Obolellidae*, *Lingulidae*. Комплекс фауны, по мнению О. Г. Окунева и М. А. Аксариной, характерен для конца раннего — начала среднего кембрия.

Более высокие слои кембрия лучше всего обнажены вдоль железной дороги Ретиховка — Чернышевка. На левом берегу кт. Буянова на конгломератах медвежинской свиты согласно залегает ретиховская свита (278 м), в составе которой преобладают зеленчатые, желтоватые и сурручно-красные алевролиты и глинистые сланцы при подчиненном значении полимиктовых песчаников. Выше без видимого несогласия залегает фанозовая толща (2200 м), в разрезе которой количество алевролитов и песчаников примерно равно. Вечает разрез кембрийских отложений толща, выделенная В. А. Бажановым в 1966 г. под названием снегуровской, отграниченная от предыдущих резким преобладанием кварцевых, олигмиктовых и полимиктовых песчаников. Алевролиты образуют линзы, тонкие прослой и, реже, пачки, в которых они переслаиваются с песчаниками. Мощность толщи около 3800 м. На водоразделе рек Вторая и Третья Тихая в толще песчаников найдена фауна: *Maritella rara* Rerina et Okuneva gen. et sp. nov., *Olenella rotundata* Rerina et Okuneva gen. et sp. nov., *Chankaris baghakovii* Rerina et Okuneva gen. et sp. nov., *Beckwithia davidchensis* Rerina et Okuneva, sp. nov. По заключению Л. Н. Репиной и О. Г. Окунева, возраст толщи, вмещающей фауну, может быть определен ранним — средним кембрием.

Силурийская система

Силурийские отложения установлены только по окраинам Ханкайской зоны. На западе территории они объединены в кордонкинскую свиту, а на северо-востоке — в тамгинскую серию.

Кордонкинская свита (S_{kr}) выделена Н. М. Органовой в 1958 г. в басс. р. Кордонка. Слагающие свиту породы прослеживаются на юг от рек Падихеза и Камеушка до рек Кордонка и Агланыха. На севере свита обнажена плохо. Низы ее изучены Е. П. Гуровым в 1961 г. на водоразделе рек Кордонка и Агланыха, а более высокие слои — в басс. рек Карантинная и Банная. В основании разреза залегает пачка (80—100 м) переслаивающихся гравелитов, песчаников, конгломератов и алевролитов. Выше разрез сложен алевролитами, глинистыми сланцами и мелкозернистыми песчаниками, образующими пачки по 300—400 м мощности, разделенные пачками (50—100 м) разнородных песчаников, гравелитов и, реже, конгломератов. В 300—400 м от кровли свиты располагается пачка (400—500 м) миндалека-

Менных эффузивов, туфов и туфобрекчий. Общая мощность свиты 3000 м.

В верхах свиты севернее с. Софье-Алексеевское в басс. р. Кордонка [18] в песчанниках обнаружены остатки трилобитов *Calymene ex gr. blumenbachii* Volp. Здесь же найдены брахоподы: *Lepidostrophia aff. filosa elegens* Tchern., *Platystrophia aff. reversa* (Foerste), *Lepidena rhomboidalis* Wilk., *Dalmanella* sp., *Eospirifer* sp. и др. По мнению Е. А. Мозаляевой, эта фауна скорее всего синурийская, хотя некоторые формы присутствуют как в ордовике, так и в девоне. На северо-востоке Ханкайской зоны условно к силуру отнесена тамгинская серия (4600 м), узкой полосой проследившаяся от истоков р. Б. Кабарга до р. Машиновка. С нижнекембрийскими породами она граничит по разлому. Тамгинская серия (Stm) грубо подразделяется на три толщи. Нижняя толща (мощностью до 1600 м) сложена преимущественно кварцитовидными, часто графитистыми, песчанниками, содержащими прослои хлорит-серпичитовых сланцев, филлитов и известняков. Пачка известняков (до 200 м) с прослоями песчанников и сланцев залегает в верхах толщ. В сланцах обнаружены отпечатки плауновых, сходных с *Baragwanathia*, *Tasleerifolium*, *Saxonia* и другими формами, встречаемыми в силурийских отложениях*. В низах средней толщи преобладают филлиты (550—750 м), а выше — песчанники с редкими прослоями (до 1 м) филлитовидных сланцев и пластами (до 20 м) известняков. Мощность средней толщи около 2300 м. Верхняя толща (около 700 м) внизу сложена филлитами (300 м) с редкими прослоями аспидных сланцев, вверху — ритмично переслаивающимися песчанниками, филлитами и, реже, аспидными сланцами и известняками.

Условно к силуру (S₂) в районе с. Вознесенка отнесена толща чередующихся туфопесчанников, туфоалевролитов, туфоконгломератов, туфов кислого, среднего и основного состава, фельзитов, липаритовых порфиров и порфиритов. По данным Ю. С. Липкина (1967 г.), мощность толщ не менее 500 м.

Силурийская — девонская системы

Условно к этому подразделению в Центрально-Сихотэалинской зоне отнесена тудовакская свита [(S—D)?*td*], распространенная в басс. рр. Машиновка, Горная и Откосная. В. Н. Силаньевым в 1965 г. она подразделена на две подсвиты. Нижняя подсвита (1850 м) на левобережье р. Машиновка сложена филлитовидными сланцами, переслаивающимися с графитистыми филлитовидными сланцами и, редко, слои микроваршистов мощностью по 5—20 м. Вверху подсвита появляется прослой тонкозернистых песчанников. На водоразделе р. Откосная с падью Санделова и в долине р. Машиновка в 1100 м к СВ от дельты Печеный в составе подсвиты встречаются мраморы мощностью 10—30 м. Верхняя подсвита (1500—1900 м), залегающая на нижней, по-видимому, согласно, представлена глинистыми сланцами, переслаивающимися с кремнистыми породами. Мощность пачек сланцев — 5—40 м, кремнистых пород — 10—30 м. Общая мощность свиты — 3400—3700 м. Условно отнесенные свиты к силуру — девону основываются на положении ее ниже отложений, охарактеризованных нижекембрийской фауной. Ю. И. Максименко (1970 г.) считает возраст этой толщ условно юрским.

* Ю. Н. Олейник считает, что нижние части разреза, возможно, относятся к кембрию.

Девонская система

Девонские образования до последнего времени были известны только в Буринской зоне. На юге территории они выделены лишь в 1969—1971 гг. и изучены пока плохо.

К нижнему — среднему девону (D₁₋₂) несомненно отнесены две толщ — существовавшая вулканогенная и вулканогенно-осадочная. Вулканогенная толща выделена в верхнем течении р. Арсеньевка. Взаимоотношения ее с подстилающими и перекрывающими отложениями в данном районе не установлены. Южнее, в районе с. Известка, по данным С. Р. Робермана (1969 г.), аналогичная толща с разрывом перекрыта пермскими образованиями, а в басс. рек Артемовка и Сундука — среднедевонской толщей. По литологическому составу в толще выделяется две пачки: нижняя (600—700 м), сложенная датируемыми порфирами, реже туфами, и верхняя (1200—1400 м), представленная туфами и игниобритами, реже липаритовыми порфирами. Мощность толщ — 1900—2000 м, ее радиологический возраст — 304—360 млн. лет. Химические составы этих пород из Сандуганской вулканооструктуры приведены в табл. 2. Вулканогенно-осадочная толща

Химический состав ниже-среднедевонских вулканитов (Сандуганская вулканооструктура)

Таблица 2

Породы	Колич. анализ	Оксиды											Сум. Ма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	
Липариты	13	73,52	0,10	13,40	0,87	3,42	0,05	0,12	0,18	2,95	4,43	0,43	99,6
Фельзиты	3	74,84	0,12	13,40	0,60	2,80	0,05	0,13	0,14	4,45	2,87	0,56	99,2
Игниобриты	3	74,88	0,11	12,78	0,93	3,32	0,06	0,10	0,15	2,16	4,78	0,20	99,4
Дати	8	65,63	0,43	17,52	1,00	5,59	0,09	0,68	1,86	3,83	3,83	0,17	100,6

А. Г. Алафердовым в 1971 г. разделена на три пачки. Низы толщ (400 м) сложены грубо переслаивающимися туфоконгломератами, туфравелитами и туфопесчанниками с редкими линзами и прослоями туфоалевролитов, туфитов и туфов липаритовых порфиров. Выше залегает пачка (250 м) туфоалевролитов, кремнистых алевропелитовых туфитов, туфоаргиллитов. Редко присутствуют линзы и прослои более грубозернистых пород и туфов липаритовых порфиров. Верхи (350—400 м) разреза представлены преимущественно песчорокранеными алевролитами и мелкозернистыми песчанниками. Общая мощность толщ — 1000—1050 м. Из средней части разреза Г. П. Радченко были определены: *Varrandeiporopsis belkovi* K. g. s. h. t., *Arhulloprius* sp., *Psilophytes* sp., *Taeniostrada cf. decedentia* (G. o. e. r.) K. g. s. h. t., *Uralia* sp., *Protolerdendron orientale* sp. По мнению В. А. Краснова, эта флора характерна для нижнего девона, по мнению Г. П. Радченко — для жигетского яруса.

В басс. р. Черниговка, по данным Л. Ф. Назаренко (1970 г.), в строении толщ, сопоставимых с девонскими, большое значение приобретает вулканогенные образования, причем внизу разреза появляются порфиры и их туфы, а выше — фельзиты и туфы смешанного состава. Мощность этих девонских толщ 2300—2500 м.

Отложения жигетского яруса (D_{2gV}) развиты в Буринской зоне, в хр. Добринском, где они залегают на гранитах. Л. В. Эйриш делит эти отложения на три пачки. Нижняя пачка (25—100 м) представлена песчанниками, гравелитами и конгломератами, замещающими друг дру-

га по простиранию и по разрезу. Средняя пачка (400—500 м) сложена мелкозернистыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и линзами известняков. Верхняя пачка (200—300 м) представлена сланцеватыми алевролитами, грубо переслаивающимися с аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. В алевролитах собраны остатки брахиопод, криноидей, трилобитов, мшанок и бастонидей. Г. Р. Шинкина среди брахиопод определила *Lamelispirifer micronidius* Conrad, *Furyspirifer chechel* Conrad и др., являющихся руководящими формами для верхов живета. Живетский возраст подтверждается и наличием членков морских глини *Euthostius pammillatus* Jett., *Pentagonoscyllus vastus* Jett., описанных Р. С. Елтышевой.

Каменноугольная система

Выделение каменноугольных образований основано только на общегеологических соображениях, так как встречающихся в них фауна не позволяет точно установить возраст вмещающих пород.

На западных склонах хр. Сихотэ-Алинь условно к нижнему карбону отнесена маляновская свита ($C_2^2 ml$), выделенная В. Н. Силантьевым (1965 г.) в басс. кт. Малянова. Она залегает с угловым несогласием на туловаской свите и согласно перекрывается самаркинской свитой с фауной среднего — верхнего карбона. Свита (870 м) сложена кремнистыми породами, порфиритами, туфами порфиритов, алевролитами и песчаниками. Соотношение входящих в свиту пород непостоянно.

Юго-западнее, в свите (материалы А. А. Асипова) увеличивается количество алевролитов, которые еще южнее замещаются туфами порфиритов. На северо-востоке, в низовых р. Ореховка, Д. А. Неволгин (1969 г.) указывает на преобладание в разрезе кремнистых пород и порфиритов при почти полном отсутствии алевролитов и туфов. Мощность порфиритов в басс. р. Ореховка достигает 400 м, а к СВ они почти выклиниваются и замещаются кремнистыми сланцами. Мощность свиты на разных участках — от 1100 до 1600 м.

Нерасчлененные отложения, отнесенные к нижнему — среднему карбону (C_1-2) выделены в басс. рек Алчан, Контровод, Ракигиха, Большая и др. Отложения обогащены плохо. По данным В. Я. Черныша (1969 г.), низы разреза, которые он условно относит к нижнему карбону, сложены алевролитами, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, кремнистыми породами, диабазовыми порфиритами и доломитизированными песчаниками. Мощность линз и прослоев диабазовых порфиритов — 5—10 м, песчаников — 2—30 м, кремнистых пород — 10—70 м. Количество и мощность кремнистых пород увеличивается в разрезе снизу вверх. Мощность отложений — 1100—1450 м.

Выше лежащие отложения (1300—1800 м), прослеживающиеся от р. Уссури до р. Алчан, представлены кремнистыми породами с редкими линзами глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с прослоями ашмовидных пород, залегающими спилитов и диабазовых порфиритов. В верхах разреза по р. Хоран обнаружена линза известняка с *Endothura cf. incostans* Gvoz. et Leb., *Bradyina cf. sibirostomata* Rauss. et Bel., *Eostaffella cf. prokensis* Rauss., *Tetrataxis cf. nimmerabits* Reittl. и др.

Приведенный выше комплекс микрофауны, по заключению А. П. Никитиной, свойствен среднему карбону, скорее всего, башкирскому ярусу и, очевидно, определяет возраст верхов толщи. Нижняя часть непрерывной толщи, учитывая ее большую мощность, условно отнесена к нижнему карбону. Общая мощность нижнего — среднего

карбона — 3000 м. Находки в районе г. Вяземского остатков табулят *Amphiroa* sp. (определение И. И. Чудиновой) и водорослей *Hedrostromia aequilis* Ноев, *Raschiaetetes* sp. (определение К. В. Корда) указывают на возможное присутствие в данной зоне и девонских отложений [30].

К средне-верхнекаменноугольным (C_2-3) отнесены мощные толщи, развитые на В и С территориях. В Центрально-Сихотэ-Алиньской зоне они выделены в самаркинскую свиту ($C_2-3 sm$).

В районе с. Самарка видимую часть разреза (без базальных слоев) В. Н. Силантьев делит на три части.

1. Глинистые сланцы с редкими маломощными прослоями песчаников, кремнистых пород, конгломерато-брекчий и туфов среднего состава с линзами (8—12 м) известняков с фораминиферами: *Raleotextularia* sp., *Tetrataxis* sp., *Spirorlectammina* sp., *Fusulinella cf. subrubilla* Rutt., *F. cf. schwaegdenoides* Dergrat., *F. cf. bocki* Moell., *Fusulina* (?) cf. *samarica* Rauss. et Bel., *Triticites* cf. *monipratus* (Ehrenb.) et Moell., *Tr. cf. aculeus* (Schellw.), и др. М. И. Соенина считает эту фауну характерной для верхнего карбона — нижней перми. Однако присутствие трилобитов, являющихся руководящими формами верхнего карбона Русской платформ, позволяет М. И. Соениной относить вмещающие породы к верхнему карбону.
2. Кремнистые породы с маломощными прослоями глинистых и кремнисто-глинистых сланцев.
3. Глинистые сланцы (1500 м) с многочисленными прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и кремнистых пород и редкими пластами порфиритов (мощностью до 10 м).

2500

1500

250

750

Аналогичен разрез свиты в басс. р. Павловка выше с. Павловка, где мощность ее без нижних частей определяется в 1600 м. Примерно в средней части свиты в известняках Д. А. Неволгин обнаружил остатки фораминифер: *Achaeidiscus* (?) cf. *rusillus* Gvoz. et Leb., *Globivalvulina* sp., *Raleotextularia* sp., *Endothura* cf. *classa* Brady и др. По мнению М. И. Соениной, возраст фораминифер не древнее више и не моложе середины карбона.

В басс. р. Муравейка в свите несколько увеличивается количество кремнистых пород, порфиритов и спилитов. Мощность свиты без нижних частей — 1000—1100 м.

Обнаруженные фораминиферы *Ammodiscus* sp., *Endothura* sp., *Spirorlectammina* (?) sp., по мнению М. И. Соениной, определяют возраст известняков от више до начала среднего карбона. Из коллекций И. П. Макухиной (1961 г.) в этой же линзе найдены: *Monolatis* sp., *Endothura* sp., *Raleotextularia* sp., *Nugentina* sp., по заключению А. П. Никитиной, характерные для нижнего — среднего карбона.

В 1961 г. А. П. Никитина из линзы известняков по кт. Партизанскому (басс. р. Уссури) определила верхнекаменноугольный комплекс фауны: *Triticites* sp., *Tubertina* sp., *Fusulinella* ex gr. *rubilla* Rauss. et Bel., *Raleotextularia* sp., *Fusulinella* sp.

К С от с. Самарка, в басс. р. Быстрая (правом притоке р. Журавлевка), нижние части свиты не вскрыты. Изученная В. И. Надежкиным часть свиты сложена алевролитами, среди которых имеются маломощные прослои песчаников. По сравнению с западными разрезами здесь увеличивается количество и мощность прослоев кремнистых пород, а порфириты встречаются в единичных случаях. В средней и верхней частях разреза встречаются линзы известняков. В одной из них обнаружены *Tubertina* sp., *Eostaffella* sp., *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.), *Profusulinella* sp. aff. *primitiva* (Sossn.), *Fusulinella pseudobocki* Lee et Chen, по мнению М. И. Соениной, башкирского возраста. Мощность изученной части разреза — 1200—1300 м.

Средне-верхнекаменноугольные (C_2 - 3) отложения на северо-востоке территории, в басс. рек Уссури и Аргунь однообразны, а их разрезы выдержаны по простиранию и отлагаются от нижележащих ниже-среднекаменноугольных образований отсутствием кремнистых пород и эффузивов. Толща сложена глинными и фидилитовыми сланцами, переслаивающимися с пластинами мелкозернистых песчаников (до 5 м) с редкими линзами (1—5 м) мраморизованных известняков, приуроченных к верхам разреза. Мощность толщи 1400—1700 м. Возраст определяется по ее положению между ниже-среднекаменноугольными и пермскими отложениями.

Верхнекаменноугольные отложения на западных склонах хр. Сихотэ-Алинь, вблизи устья р. Улека выделены в 1956 г. А. И. Бурдэ и Ф. А. Пискуновым в уделе к югу к свиту (C_3 и др.). Наиболее полно разрез свиты (1100—1200 м), согласно залегающей на самаринской, изучен В. И. Надеждиным в басс. рек Быстрая и Журавлевка. Здесь свита сложена мелко- и среднезернистыми кварц-полевощатовыми песчаниками, часто туфогенными, среди которых в подчиненном количестве имеются торизонты глинистых сланцев и алевролитов.

В басс. р. Откосная в свите увеличивается количество глинистых сланцев, иногда образующих с мелкозернистыми туфогенными песчаниками пачки ритмичного наложения. Мощность отдельных слоев в пачках — от 0,5 до 3 м. В верхах разреза появляются среднезернистые песчаники, по составу приближающиеся к кварц-полевощатомым. Мощность свиты — 720 м.

Каменноугольная система — нижний отдел пермской системы

Эти отложения развиты к 3 от оз. Ханка, в междуречье Лев. Комиссаровка — Мраморная и в басс. рек Лев. и Пр. Комиссаровка. Основание толщи не известно. П. В. Маркевич для района горы Известковая указывает на постепенный переход к верхнепермским породам. Толща сложена внизу углито-графитистыми и углито-глинистыми сланцами с гранатом и мелкочешуйчатым биотитом (400 м), на которых лежат сплошные кварциты (1300 м), перекрытые метаморфизованными эффузивами кислого состава (300—400 м) и углстыми, углито-графитистыми и глинисто-хлоритовыми сланцами (до 800 м). Более высокие звенья разреза, обнаженные в междуречье Лев. Комиссаровка — Мраморная сложены углито-глинистыми сланцами с прослоями и линзами алевролитов, мелкозернистых песчаников и криноидных известняков (1000—1200 м). Общая мощность 3500—3700 м.

В известняках, залегающих в виде линз среди углито-глинистых сланцев, в 8 км к СЗ от с. Решетниково, Ю. Е. Литвинов (1964 г.) обнаружил членки криноидей, сходных с *Pentagoposiciscus dilatatus* Stuk. — формой, характерной для девона и карбона Ц. Казахстана. В 1965 г. Б. А. Иванов на левом берегу р. Комиссаровка нашел остатки шпанок: *Fistulipora* sp., *Fistulamina* sp., *Hexagonella* sp., *Tabuli-pora* ? sp., *Dyscritella* ? sp., *Polypora* sp., *Nematorpora* ? sp., возраст которых определяется А. Д. Киселевой как пермский или каменноугольный.

Пермская система

Пермские отложения наиболее широко развиты в Гродековской, Даубининской и Центрально-Сихотэалинской зонах. Стратиграфия пермизучена недостаточно: неполностью известен объем, последователь-

ность, состав и даже возраст ряда пермских толщ. На западе территории пермские толщи сложены грубообломочными породами и вулканическими образованиями, близкими к порфировой формации. На востоке развиты гоосинклиналильные толщи. По палеонтологическим остаткам установлены нижняя и верхняя пермь, подразделяемая на ряд свит и толщ, различных по составу в разных зонах.

Нижняя пермь распространена в Даубининской и Центрально-Сихотэалинской зонах. В первой зоне она разделена на дунайскую и последовую свиты, а во второй — на себучарскую и ариаднинскую.

Дунайская свита (P_{1d}) в междуречье Магновки и Б. Кабары, по Б. С. Набровову (1965 г.), несомненно залегает на синургинских (?) отложениях. Внизу свиты лежит пачка конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью до 100 м с двумя потоками фельзитовых порфиров мощностью 5 и 15 м. В алевролитах найдены остатки *Arginacopteria antiliscifolia* (Гоерр.) Радз., *P. subtriscifolia* (Гоерр.) Радз., *Callipteria cf. conferta* Вгонгп., *Zamiorpites* (?) sp., *Rasacalamites* sp. Выше залегает покров (300—700 м) липаритовых порфиров, фельзит-порфиров, туфов кислого состава с мощностью отледных потоков и прослоев 5—50 м. Общая мощность свиты — около 1000 м.

Д. А. Неволин (1962 г.) указывает на присутствие в составе свиты в басс. р. Манюшка миндалекаменных порфиров с редкими прослоями туфобрекчий, песчаников и алевролитов, содержащих остатки *Rasacalamites delicescens* (Гоерр.) Радз., *Gamorphyllites cf. neubigiana* Радз., *Noeggerathiorpites cf. detzavini* Neub., *N. cf. minch* Готел., *N. latifolia* Neub., *Mazonaria orientina* Радз., *Cardioscarus ovalis* Радз. Мощность свиты — 1060 м.

Южнее, на левобережье р. Быстрой, дунайская свита, по В. А. Бажанову (1962 г.), представлена туфогенно-осадочной толщей (300—250 м), перекрытой покровом липаритовых порфиров, их туфов и туфобрекчий с прослоями туфопесчаников и кремнистых алевролитов мощностью около 1000 м.

Возраст свиты по растительным остаткам определяется как верхний пермь. Определения абс. возраста эффузивов весьма разноречивы (от 280 до 150 и даже 85 млн. лет). Возможно, в ряде случаев в состав свиты ошибочно включены верхнепермские, триасовые и меловые эффузивы.

В Центрально-Сихотэалинской зоне возрастным аналогом дунайской свиты является себучарская свита (P_{1sb}). В басс. р. Откосная, по В. Н. Силантьеву, свита имеет следующий разрез.

1. Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями диабазовых порфиров, апл., алевролитов, реже песчаников и линз известняков с <i>Ozartiniella</i> aff. <i>parahomoboides</i> Раус., <i>Fusulinella</i> ex gr. <i>subradicata</i> Putz., <i>F. ex gr. radicata</i> Раус., et Bel., <i>Trilobites</i> aff. <i>parvulus</i> (Schellw.).	150—220
2. Туфогенные алевролиты с редкими простыми кремней, кремнисто-глинистых пород, диабазовых и андезитовых порфиров, базальтов, андезитов и их туфов.	700—1300
3. Порфириты с прослоями и пачками алевролитов.	1200
4. Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями порфиров, реже кремней, алевролитов и песчаников.	500
5. Шламы, чередующиеся с порфиритами; редкие простые глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и алевролитов.	350

850—3570

В басс. р. Магновка мощность свиты составляет около 1200 м и сложена переслаивающимися между собой кремневыми породами (300—320 м), алевролитами (600—610 м), а также разнообразными вулканитами (300 м), среди которых отмечены аглитты, базальты, анде-

Химические составы пород владивостокской свиты
из басс. рек Завитая и Смирновка

Породы	Колич. анализов	Оксиды											Сум- ма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	
Липариты	26	76,78	0,12	12,48	11,53	2,96	0,04	0,10	0,28	1,64	4,59	0,17	100,6
Фельзиты	3	77,23	0,08	10,27	2,98	2,24	0,06	0,13	0,10	2,26	4,75	0,21	100,2
Панмикриты	3	72,29	0,13	13,47	1,30	3,43	0,06	0,30	0,32	2,02	5,09	1,20	99,6
Дацилы	2	64,56	0,37	18,00	1,54	2,91	0,05	1,67	1,93	4,85	2,80	0,91	99,5
Андезиты	2	57,72	1,24	17,95	2,22	6,64	0,08	2,58	1,85	3,39	2,73	3,20	99,6
Базальты	6	50,11	1,26	18,64	5,42	5,19	0,19	4,27	4,13	3,12	2,20	4,80	99,3

ша неизвестна) и увеличивается количество субаэральных эффузивов. Барабашская свита (P_{br}) показана в Гродековской зоне, на водоразделе рек Студенная и Бойкая, где она залегает на средне-палеозойских гранитах. Свита пестра по составу и изменяя по простиранно и мощности, в связи с чем ни один разрез не дает о ней достаточно полного представления. Ю. Б. Евланов (1967 г.) дает сводное описание свиты для басс. рек Крепостная и Бойкая:

1. Кварцевые порфиры, частично, возможно, экструзивные не более первых сотен метров
2. Порфириды андезитовые, их туфы и туфобрекчинии с маломощными прослоями туфопесчаников, содержащих остатки брахиопод. К Ю андезиты замещаются дацилами и их туфами 750
3. Туфы и липаритовые порфиры, фельзит-порфиры и дацилы с маломощными прослоями порфиритов и их туфов и пластами туфогенно-осадочных пород, кремнистых сланцев, кремнистых аргиллитов, туфов кислого состава, туфопесчаников и пегитоморфных известняков 1200—1600
4. Переслаивание песчаников, аркозовых, туфоконгломератов, туфогравелинов, туфодавролитов, известковистых туфитов, туфов дацилов и порфиритов, линз известняков мощностью до 100 м и фельзитов. В туфитах остатки *Fenestella* sp., *Polydora* sp., *Retepoida* sp., *Saliceteropa* sp., *Atiscloraster* cf. *Nematis* Soll., *Leptodus* *tanou* F. G. Ks., *Marginitia* cf. *involucris* Tschern., *Camarophoria* sp., *Canthella* *capitiformis* F. G. Ks., *C. villersi* Orb., *Stratiffeta* cf. *compressus* var. *corniformis* Chaos 150—900
5. Эффузивы и туфы состава липаритовых порфиритов, фельзит-порфиритов и дацилов с маломощными линзовидными прослоями туфопесчаников и туфитов 325—725
6. Порфириды андезитовые и их туфы с прослоями туфодавролитов, туфитов и туфопесчаников. Вверху туфы липаритовых порфиритов 350—375

2025—4330

В басс. р. Студенная из известняков свиты А. П. Никитина и М. И. Соснина определены *Reichelina* sp., *Rauschelina* cf. *sphaerica* Sosn., *Schubertella* sp., *Minojrapella* sp., *Codonofusella* sp., *Cribostomus* sp. Здесь же найдены *Waagenoschia* sp., *Lakowella* *matmata* (K. Y. S.), *Dictyodolostus* (?) *savacicus* var. *reigina* (F. G. Ks.).

Барабашская свита согласно или с локальными разностями и несогласиями залегает на послеполовой свите. Судя по некоторым комплексам органических остатков, скорее всего она частично является фацциальным аналогом верхов послеполовой свиты. Взаимоотношение

В Даубихинской зоне к низам верхней перми относятся владивостокская свита (P₂cl), тогда алевролитов (называемая иногда каменущинской или безровской свиты) и толщами кислых эффузивов.

На севере хр. Малинового владивостокская свита (без базальтовых слоев и кровли), по данным В. А. Бажанова (1962 г.) и В. Г. Пономарева (1964 г.), сложена внизу миндалекаменными диабазам, порфирами с прослоями туфопесчаников и туфодавролитов (400—500 м), в средней части — покровом фельзитов, фельзит-порфиритов и туфобрекчиний (около 400 м), между которыми лежит пачка (около 180 м) чередования потоков фельзитов и порфиритов. Разрез заканчивается пачкой (около 600 м) чередующихся туфов основного состава, алевролитов, порфиритов и туфитов. Общая мощность свиты около 1200 м.

Южнее, в верховьях р. Крыловка, мощность свиты достигает 1700 м, а на левобережье рек Арсеневка и Уссури — 2000—2500 м. На этом участке О. Г. Старов (1965 г.) к низам разреза относит пачку фельзитов и липаритовых порфиритов мощностью до 3000 м, что, возможно, связано с ошибками при увязке частных разрезов.

Восточнее, на междуречье Польшинки и Арсеньевки, И. П. Черныш описала толщу эффузивов, соответствующую владивостокской свите. Нижнюю ее часть (400—700 м) составляют эффузивы среднего состава и их туфы, верхнюю (200—650 м) — эффузивы кислого и основного состава, туфы и алевролиты. Разрез верхней части весьма неустойчив. Общая мощность толщ — 600—1000 м.

В басс. р. Синегорка владивостокская свита (1350 м) несогласно залегает на кембрии. По Л. Ф. Назаренко, низы свиты (около 800 м) сложены туфами дацилов с пачками туфогравелинов, туфоконгломератов, конгломерато-брекчиями и потоками дациловых и липаритовых порфиритов. В ней собраны *Rauschalites* ex gr. *chinskensis* G. O. G. L., *P. goerretii* Radcz., *Callipteris congeriana* Z. A., *Pursongia mongolica* Neub., *Protoblastus wongii* Halle, *Comia* ex gr. *dentata* Radcz., *Listorhynchium ussuriense* Z. A., *Nephropsis lampadiformis* G. O. G. L., *Lepidodermium* cf. *chinskensis* Suchu., и др. Верхняя часть свиты (400—420 м) образована чередованием потоков и покровов (20—120 м) липаритовых порфиритов и пачкой (в 200 м) туфов. Коллестро туфов увеличивается с В на З. Выше согласно залегает толща алевролитов и песчаников, обычно туфогенных. В составе этой толщи местами присутствуют редкие прослои туфитов, порфиритов и потоки фельзитов. Мощность алевролитовой толщи меняется от 400 до 1300 м.

В басс. р. Синегорка в туфодавролитах собраны *Phylloleuca* sp., *Rauschalites* sp., *Pygmaeopteris* aff. *maritima* (Z. A.) Radcz., *P. anthisifolia* (G. O. G. L.) Radcz., *Cladophlebis* cf. *tuchensis* Z. A., *C. cf. eckenensis* Radcz., *Callipteris* cf. *altaica* Z. A., *C. zollneri* Z. A., *C. heleana* Z. A., *C. orientalis* Z. A., *Comptosia* cf. *thibetana* (?) Z. A., *Importis sibirica* Z. A., *Neogegatheropsis candalerensis* Z. A. и др.

Химические составы некоторых вулканитов из басс. рек Завитая и Смирновка приведены в табл. 4.

Средние эффузивы владивостокской свиты по химическому составу относятся к пересыщенным SiO₂, богатым щелочами породам, находящимся между андезитами и дацилами, с одной стороны, и трахитами и латитами — с другой.

Кислые эффузивы близки к риолитам и кварцевым кератофирам. Количество кислых эффузивов увеличивается в западном направлении (причем вдоль Даубихинского разлома они либо отсутствуют, либо принадлежность их к владивостокской свите сомнительна). Одноверменно уменьшается количество осадочных пород (алевролитовая тол-

ее с более молодыми пермскими породами во многом неясно. По-видимому, они лежат на ней несогласно. Органические остатки, найденные в барабашской свите, определяют позднепермский ее возраст.

Более высокие слои верхней перми в Даубихинской зоне выделяются в углединанскую свиту (Р₂г). На левобережье р. Мангоушки, по данным В. А. Бажанова (1964 г.), в основании свиты залегают среднегалежные конгломераты и крупнозернистые полимиктовые песчаники (70—80 м). Верхняя часть разреза сложена песчаниками (60 м), сменяющимися выше алевролитами мощностью до 160 м. Общая мощность свиты 480 м. Из алевролитов Г. В. Котляр определила: *Sanctinella villersi* Or b. и *Autaloprecen silzensis* (Masl.). На водоразделе рек Киреня и Мангоушка в низах свиты обнаружены мшанки *Fenestella*, *Polyrota*, *Lima* (?) *formosa* Loh.

Примерно такое же строение сохраняет свита и южнее, в верховье р. Петровка, где она несогласно или с разрывом залегает на владивостокской свите и несогласно перекрывается каринийскими отложениями. Южнее, близ с. Марьяновка, в низах свиты (1450 м) появляются многочисленные прослои известняков, которые сменяются выше алевролитами с прослоями песчанников, а еще выше — слюдистыми туфогенными алевролитами и песчаниками. В районе пос. Владимировка мощные известняков значительно увеличивается за счет небольших рифовых массивов. Из известняков определены *Lastodiscus* sp., *Lastotrochus* sp., *Solanitella* sp., *Gehinzina* sp., *Nodosaria* sp., позволяющие отнести свиту к верхам верхней перми.

В Продековской зоне к верхам перми с известной долей условности относятся поранпетровская свита (Р₂рр), Ю. Б. Белоногом (1967 г.) она делится на две подсвиты. В основании свиты залегают туфогенные крупновалунные конгломераты, фельзиты, туфы и туфобрекчи кислого состава и различные туфиты. В основном же нижняя подсвита (1100—1500 м) сложена туфогенными песчаниками различной зернистости. Верхняя подсвита (2000 м) представлена глинистыми и углесто-глинистыми сланцами, с прослоями песчаных сланцев и мелкозернистых песчанников и с потоками андезитовых и базальтовых порфиров, дацитов и их туфов. Количество эффузивов увеличивается к С. Мощность свиты — 3000 м. В породах свиты собраны *Sanctinella sanctiniformis* (Tsch.), *Anidanthus ussuriicus stilshugensis* Kott., *Spiriferina* cf. *cristata* (Schloth.), *Pleurospirifer* cf. *alaiformis* Lich. и др.

К нерасчлененной верхней перми (Р₂) в Центрально-Сихотэлинской зоне относятся извилинская свита, выделенная В. Н. Силаньевым (1965 г.). По данным А. А. Асипова (1968 г.), на правобережье р. Пр. Антонова свита сложена алевролитами и песчаниками, часто слюдистыми, среди которых имеются небольшие линзы известняков, иногда криноидных, содержащих *Lastodiscus* sp., *Nodosaria* sp., *Tetradactylus* sp., *Lagenidae* и др. (определения М. И. Сосяиной); *Alexania* cf. *gratiosa* Waag., *Entelites* cf. *nucleolus* Grab., *Camaphorita* aff. *marginatiformis* Tsch., *Waagenites maichensis* Lich., *Spirifer* cf. *reedi* Lich., *Spiriferina cristata* Schloth. и др. (определения Г. В. Котляр). Мощность свиты 220 м. На других участках состав свиты сохраняется, но мощность колеблется от 50 до 300 м.

Севернее, в междуречье Б. Уссури и Малиновки, к верхней перми относятся толща (700—1000 м) туфогенных песчанников, туфитов и алевролитов. Толща несогласно ложится на ариаднинскую и себучарскую свиты. В основании ее часто присутствуют туфо-конгломераты или грубозернистые песчаники.

На левобережье р. Амурса к верхней перми отнесена толща (200—300 м), сложенная Венце-ловские сопки. Она представлена массивны-

ми алевролитами с прослоями среднезернистых аркозовых песчанников и полимиктовыми мелкогалечными конгломератами с галькой роговиков, алевролитов, песчанников, разнообразных гранитов, фельзитов и других пород. Конгломераты залегают в низах толщ. В алевролитах содержатся неопределимые остатки растений. К верхней перми толща отнесена по литологическому сходству с верхнепермской унгунской свитой хр. Чурчи.

МЕЗОЗОИ

Триасовая система

Триасовые отложения на рассматриваемой территории распространены крайне ограничено, в основном в Даубихинской зоне. Здесь достоверно выделяются нижний и верхний отделы.

Нижний триас (Т₁) залегает на верхнепермских отложениях с незначительным угловым несогласием. В басс. кп. Известкового он расчленяется на горизонт базальных конгломератов и мелкозернистых песчанников мощностью до 100 м и горизонт тонкозернистых алевролитов и тонкозернистых песчанников мощностью 160—200 м. В нижнем горизонте в песчаниках обнаружены *Xenopsyllus* cf. *spritsbergensis* S Rath., *Eumorphotis* aff. *occidentalis* (Whit.), «*Plesia*» *ussurica* Kirat., *Posidonia ussurica* Kirat. и др., характерные для верхов оленекого яруса, но встречающиеся и в анизийских отложениях.

На водоразделе рек Крыловка и Уссури, западнее пос. Межгорье О. Г. Старовым (1965 г.) выделены слюдистые алевропесчаники и глинистые сланцы (около 70 м) с многочисленными *Leiorhynchus* cf. *pratensis* Kirat., *Posidonia abrekensis* Kirat., *Eumorphotis occidentalis* (Whit.), «*Plesia*» *ussurica* (Kirat.), *Claraia awitia* (Hauer). Отложения верхнего триаса распространены шире. Они делаются на каринийский и норийский ярусы. Там, где границы ярусов не вычленены, на карте верхнетриасовые толщ показаны нерасчлененными.

Каринийские отложения (Т₂) распространены от басс. р. Синерока на юге до р. Ореховка на севере. На ниже лежащих толщах залегают несогласно, разрез этих образований устойчив. В основании толщ обычно залегают конгломераты, от среднегалежных до валунных, сменяющиеся выше песчаниками с подчиненным количеством алевролитов и углесто-глинистых сланцев. Характерным для всех пород является примесь вулканогенного материала. Мощность толщ весьма изменчива и на левобережье Арсеньевки, западнее с. Яковлева, равна 800—980 м, на правобережье Уссури — 550—660. В песчаниках и алевролитах почти повсеместно имеются многочисленные каринийские *Monotis scitiformis* var. *kolymica* Kirat., *M. scitiformis* var. *miliosata* Kirat., *M. scitiformis* var. *turica* Kirat., *M. rakitica* Tsch. и др. В углесто-глинистых сланцах на левобережье р. Арсеньевки обнаружены растительные остатки: *Cladophlebis* sp., *Taeniopteris* sp., *Rododaphnes lanceolatus* L. et H., *Rhoeniscorteris* sp.

Норийские отложения (Т₃) распространены на тех же участках, что и каринийские. В басс. р. Арсеньевка, вблизи с. Марьяновка, норийские отложения залегают несогласно на каринийских и верхнепермских образованиях, а в басс. рек Крыловка и Уссури разрез каринийских и норийских отложений непрерывен.

В басс. р. Арсеньевка, вблизи д. Андреевка, по данным Ю. В. Барвинка (1962 г.), в основании норийского яруса залегает пачка (250 м) алевролитов с подчиненным количеством песчанников. Выше лежащая пачка (220—250 м) сложена песчаниками разной зернистости с мощностью пластов от 7 до 40 м. В середине разреза присутствуют прослой

траверитов мощностью 3—5 см. На правобережье р. Крыловка, по О. Г. Старову (1965 г.), низы яруса (до 500 м) представлены мелко- и среднезернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, а верхи (850 м) — алевролитами, переслаивающимися с песчаниками. Мощность пластов — от 0,1 до 0,8 м. Для пород характерна примесь туфогного материала. Мощность норикских отложений на этом участке — 1040—1060 м.

В басс. р. Силань-Шань норикские отложения (650—800 м), согласно залегают на карнийских. Они начинаются пачкой мелкозернистых песчанников мощностью 150—200 м, которые перекрыты пачкой (около 100 м) алевролитов и аргиллитов с маломощными (0,36 м) пропластками каменного угля. Верхняя часть яруса (400—500 м) представлена песчаниками, среди которых в верхах появляются прослои мелкогалечных конгломератов и алевролитов. В них всюду обнаружены остатки *Monotis obovata* и его варианты, а также редкие *Monotis jakutica* T ell, *Entolium* cf. *kolymense* K irat и другие виды, характерные для норикского яруса Приморья.

К нерасчлененному верхнему триасу (T_3) в Даубихинской зоне отнесены песчано-сланцевые толщи с карнийской и норикской фауной, но пока не подразделенные на ярусы. В Центрально- и Восточно-Сихотлинской зонах в верхнетриасовых толщах присутствуют известковистые алевролиты и песчаники, ракушки (басс. р. Журавлевка и верхнее течение р. Павловка) и линзы известняков, кремнистых пород и спилитов (район горы Ким). Мощность толщ изменяется от 160 м по р. Журавлевка до 1000 м по кл. Отломоту.

К расчлененной свите (Т_{3к}) в басс. рек Третья и Первая Седьмая и в районе г. Вяземский, свита, по данным Ю. Г. Струве, в нижней части (800 м) сложена преимущественно известняками (мощность отдельных горизонтов до 150 м), а также шимовидными породами и аргиллитами, а в верхней (400 м) — шимовидными породами с подчиненными прослоями аргиллитов. Общая мощность свиты 1200 м. Обнаружены А. Н. Ефимовым (1951 г.) и Ю. Г. Струве (1966 г.) в шимовидных породах радиолярии указывают на триасовый или юрский возраст вмещающих пород. Позднетриасовый возраст свиты принимается на основании находок в ней остатков *Nalobia* на смежной территории.

Юрская система

Юрские отложения выделены только на юго-востоке и севере территории. По составу и фауне они подразделяются на ряд толщ и свит.

Нижний — средний отделе юры на юго-востоке территории выделены В. Н. Силантьевым (1965 г.) в окрестности свиту (J_1 - J_2 ok). В басс. р. Лев. Антоновка эта свита без видимого несогласия залегает на верхнем триасе. Она сложена преимущественно алевролитами с очень тонкими (до 1—5 м) прослоями песчанников. Мощность свиты — 350—450 м на большей части территории и до 1000 м на водоразделе рр. Гольдичка и Поперека. По р. Лев. Антоновка и р. Муравейка в свите обнаружены среднеюрские *Mutioseratus* aff. *ussuriensis* V ot., *Rosidonia* cf. *buchi* Roeth, а в басс. р. Извилинка И. И. Сей и Е. Д. Калачевой (1970 г.) [41] — *Amaltheus stokesi* S ow., *Articeras japonicus* Mats., *A. aff. algovianus* O rrel., *Dactyloseras politiorum* F uscin и др.

К В от поля развития окраинской свиты отложения ниже — средней юры (J_1 - J_2) известны под названием эрдауоской свиты. В бассейне верхнего течения рек Павловка и Зеркальная эта свита обнажается в ядрах антиклинальных складок или в тектонических блоках среди меловых толщ.

Свита сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами, глинными и кремнисто-глинистыми сланцами. Мощность свиты от 600 до 2000 м. Возраст ее определен по остаткам радиолярий. На севере территории к нижне-среднеюрским отложениям К. П. Титовым (1966 г.) условно отнесена толща алевролитов и толща кремнистых пород. Первая толща прослеживается на правобережье р. Улитка, где она залегает на каменноугольных отложениях. Толща (1500 м) сложена алевролитами с прослоями глинистых сланцев, реже тонкозернистых песчанников и единичными линзами кремнистых пород, по простиранию замещающихся алевролитами, глинными сланцами и, реже, песчаниками.

Толща кремнистых сланцев (600—800 м), залегающая согласно на толще алевролитов, в своем составе, кроме кремнистых сланцев, содержит прослой алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев, песчанников и, очень редко, известняков. Общая мощность нижней — средней юры в басс. р. Кулгуха определяется в 2100—2350 м. Р. Х. Липман в кремнистых сланцах обнаружила мезозойские радиолярны *Dicodimylia* sp., *Citrodarsa* sp., *Stenodolone* sp., *Rorodiscus* sp. К. П. Титов сопоставляет толщу алевролитов с отложениями, в которых в басс. р. Первая Седьмая найдены *Mutioseratus formosus* V ot., *Rosien* (*Camptoplectes*) cf. *argatus* (W ag.) ранне-среднеюрского возраста.

К средней юре (J_2) отнесены отложения, распространенные на юго-востоке территории, где они залегают с резким угловым несогласием на палеозойских отложениях. В окрестностях с. Уборка, в басс. р. Павловка, толща сложена крупнозернистыми песчаниками, гравелитами, конгломерато-брекчиями и алевролитами, а в басс. Журавлевка — конгломератами и конгломерато-брекчиями. На водоразделе ключей Воскресенский и Сидяев среди песчанников присутствуют прослои туфов и эффузивов среднего состава. В песчаниках найден среднеюрский *Mutioseratus* ex gr. *relotus*. Видимая мощность толщ — 200—250 м.

Верхнеюрские отложения выделяются несколько условно. На юго-востоке к ним отнесена погская свита (J_2 prg). Она приурочена к полям распространения окраинской свиты, на которой залегает с небольшим угловым несогласием. В свите преобладают порфириты, спилиты, туфы и туфобрекчии субщелочных базальтоидов и отчасти туфо-алевролиты и туфоконгломераты, быстро фациально меняющиеся.

По данным Г. К. Еременко (1961 г.), в басс. р. Павловка нижняя часть свиты (200—300 м) сложена мелкообломочными и пелловыми, витро-кристаллокластическими туфами субщелочных базальтоидов. Верхняя пачка (80—100 м) представлена туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфами с лапиллитами и бомбами и редкими прослоями спилитов. Общая мощность свиты — 200—400 м. В подстилающих свиту породах обнаружены изометричные неки, сложенные эруптивными брекчиями, и гипабиссальные тела кампотоитов — молчников. Небольшие площади погской свиты известны севернее, в верховьях р. Лев. Антоновка. По материалам Ф. Т. Кинева (1960 г.), здесь она несогласно перекрывает нижне-среднеюрские и триасовые толщи. Сложена она преимущественно порфиритами и имеет мощность около 500 м. Ф. Т. Кинев отмечает, что порфириты, вероятно, несогласно перекрываются песчаниками, в которых были найдены раковины юрских *Inoceratus* (?), *Entolium* и *Meleagrinella*.

На севере территории к верхней юре (J_2) отнесена култухинская толща (басс. р. Улитка). Наиболее полный разрез нижней части толщ составил К. П. Титовым (1966 г.) по линии горных выработок на правобережье р. Улитка. Здесь на кремнистых породах, отнесенных к нижней — средней юре, залегают расщепленные алевролиты с пластами (до 20 м) кварц-полевощистовых песчанников и линзами минда-

лекаменных порфиров. В верхах разреза среди алевролитов очень редко встречаются прослои тонкозернистых песчаников и эффузивов. Характерным является наличие прослоев и линз известняков с кремнями. Мощность толщи 700—950 м.

В карьере на правом берегу р. Улитка, выше устья р. Золотой Ключ, найдены остатки *Buchia latuseni* Pavl. и *B. stanioni* Pavl. позднерюрского — берриасского возраста.

Меловая система

Меловая система на рассматриваемой территории представлена осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями.

Берриасский и валанжинский ярусы (K_{1b}—v) распространены преимущественно в Восточно-Сихотэалинской зоне и фратментарно встречаются в Центрально-Сихотэалинской и Бурейской зонах. В Восточно-Сихотэалинской зоне они подразделяются на таухинскую и клочевскую свиты.

В верховьях рек Павловка и Зеркальная таухинская свита (700—750 м) залегает с угловым несогласием на юрских и верхнетриасовых отложениях. В низах ее (20—200 м) преобладают песчанники и гравелиты, а в средней части (до 360 м) — песчанники и алевролиты с прослоями и линзами кремнистых алевролитов и кремнисто-пелловых пород. Верхние свиты (150—400 м) сложены массивными, реже слоистыми алевролитами, содержащими прослои мелкозернистых полимиктовых песчанников. В свите по р. Павловка найдены *Neosmittes* (?) sp., *Polytrichites* (?) sp. ind., *Buchia* ex gr. *keuserlingi* Loh., а в истоках руч. Леспрохозовский — *Grimmatodon* sp., *Asiate* sp. По мнению В. П. Коновалова, эти фаунистические остатки указывают на берриас, что дает возможность сопоставления их с таухинской свитой Приморья.

В верховьях р. Павловка, в басс. руч. Отлогий и в районе горы Ким, А. И. Буряго (1967 г.) выделяет клочевскую свиту, которая здесь несогласно залегает на карнижских, норийских и, предположительно, юрских отложениях. Свита (300—350 м) сложена мелко- и крупнозернистыми песчанниками, реже алевролитами, гравелитами и мелкогалечными конгломератами.

Севернее, в басс. р. Перевальная, берриас-валанжинские отложения разделяются на две согласно лежащие толщи. Взаимотношения с подстилающими отложениями осложнены разломами, базальными стои неизвестны.

Нижняя толща (500 м) сложена массивными алевролитами с редкими прослоями тонкозернистых песчанников. Верхняя толща (500—600 м) начинается конгломератами мощностью от 3 до 70 м, которые сменяются мелкозернистыми песчанниками, переходящими с алевролитами. Близкая по составу и мощности толща выходит на поверхность в басс. р. Антоновка. Отложения того же возраста широко развиты в басс. р. Журавлевка. Они представлены алевролитами с подчиненным количеством песчанников, часто плохо сортированных, с плохо окатанными зернами. Мощность отложений здесь превышает 1200 м.

В Центрально-Сихотэалинской зоне известны отложения, сопоставимые с клочевской свитой. В верховьях рек Синей Журавлевской и Синей Северной с резким угловым несогласием они ложатся на шельфовые базальтоиды погской свиты, имея в основании средне-, крупногалечные конгломераты, гравелиты и песчанники мощностью около 150 м. В остальной свите сложена песчанниками, среди которых есть несколько

ко прослоев алевролитов (до 10 см) и один пласт конгломерата мощностью в 9 м. Мощность свиты 350—500 м. В этих отложениях всюду содержатся многочисленные раковины валанжинских *Buchia* cf. *volgensis* Loh., *B. cf. terebratuloidea* Loh., *B. inflata* (Toula) Loh., *B. crassa* Pavl., *B. cf. uncioides* Pavl., *B. villosa* Loh., *B. cf. sizaniensis* Pavl., *B. cf. keuserlingi* Loh., *B. crassicoilis* Keyes.

В басс. р. Синей Журавлевской в алевролитах найдены отпечатки *Cladophlebis bronchiana* (Dunk.) Sew., *C. denticulata* (Bolong.) Fongl., *Nilsosmia* sp. cf., *N. orientalis* Neer, *Dictyoamites* sp.

Условно к валанжину отнесены Д. В. Эйришем (1964 г.) отложения ургальской свиты (K_{1ur}), обнажающиеся по р. Амур и залегающие с угловым несогласием на нижнепалеозойских гранитах и породах протерозоя. Толща сложена крупновалунными полимиктовыми конгломератами с редкими прослоями гравелитов и грубозернистых песчанников мощностью до 8 м. Песчанники содержат прослои (до 20 см) углистых аргиллитов и алевролитов с остатками обуглившихся растений и с тонкими (до 5 см) пропластками угля. Видная мощность толщи порядка 100 м. Среди остатков ископаемой флоры М. М. Кошман определил *Pityophyllum nordenskiöldii* Nath., *Phoenicopsis* sp., *Rodozamites* cf. *lancoletus* L. et H.

Готервиские — альбские отложения (K_{1h}—al) разделяются на морские и континентальные толщи и свиты. Морские фауны развиты только на юго-западе и севере территории, где им, по аналогии с северными районами Сихотэ-Алиня, присвоено наименование укурской свиты.

Укурская свита (K_{1uk}) в Восточно-Сихотэалинской зоне прослеживается от верховьев р. Авакумовка до верховьев р. Журавлевка. В западных участках зоны свита залегает с разрывом на валанжине, часто с конгломератами в основании; в центральных же частях зоны переделы между валанжином и укурской свитой не наблюдаются, хотя местами к основанию свиты и приурочены грубозернистые отложения.

На юге зоны, в басс. рек Павловка, Перевальная, Партизанка, Б. Д. Чемерис (1966 г.) и А. И. Буряго (1967 г.) в свите выделили три подсвиты. Нижняя подсвита (400—670 м) сложена аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. Последние составляют до трети объема подсвиты. В средней подсвите (100—500 м) преобладают алевролиты и аргиллиты, слогающие до 75% разреза; меньшее значение имеют песчанники. Верхняя подсвита (100—850 м) сложена преимущественно песчанниками с отдельными пачками (20—40 м) переслаивающихся песчанников и алевролитов. Близкий состав укурской свиты имеет и на остальной территории Восточно-Сихотэалинской зоны. Меньше только количественные соотношения песчанников и алевролитов, мощности подсвит и общая мощность свиты. Иногда в разрезах появляются небольшие прослои конгломератов и гравелитов. Общая мощность укурской свиты — от 1500 до 2500 м. Возраст свиты определяется по находкам (басс. р. Журавлевка) растительных остатков, среди которых И. Н. Сребродольская определила *Dictyoamites* aff. *cordatus* (Kugsh. et Rypn.) Rypn., а также аммонитов *Acantholophites* cf. *aschileus* (Antula), имеющих распространение от верхов алта до альба включительно. Из верхней подсвиты (верховье кл. Партизанский) А. А. Асинов (1968 г.) собрал *Parasilesites* sp. и *Phyllo-rachiseta* cf. *infundibulum* Orb., позволяющих относить вмещающие их слои к апту или альбу. Хотя перечисленная фауна определяет возраст пород в пределах алта или альба, вся толща пород, согласно залегающая на валанжине, уверенно сопоставляется с укурской свитой более северных районов, где она по возрасту охватывает интервал от готервиса до альба.

В Центральнo-Сихоталинской зоне укту́рская свита распространена на небольших площадях и залегает на палеозойских или юрских отложениях. Свита чаще всего начинается конгломератами мощностью до 30 м, в целом же она сложена преимущественно грубозернистыми песчаниками с линзовидными прослоями алевролитов. Видимая ее мощность 200 м. В басс. р. Муравейка И. П. Махуиной (1961 г.) собраны аммонит *Spiridiscus* sp. и агуеллинны: *Aucellina ardensis* Romp., *A. cf. saucastica* Buch., *A. cf. ustulensis* Ver. Эта фауна позволяет датировать вмещающие породы тогтеривом — альбом.

На северо-востоке территории к укту́рской свите * в верховьях рек Первая Сельмая, Вторая Сельмая, Бира и Подхоронок отнесена мощная толща, сложенная ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, глинами и кремнисто-глинистыми сланцами. Здесь выделяется восемь подлит аналогичного строения и состава, различающиеся только количественными соотношениями пород. Мощность этих подлит колеблется от 490 до 1430 м, а общую мощность свиты Н. Ф. Смирнов (1963 г.) определяет в 9000 м.

В верховьях р. Вторая Сельмая обнаружены: *Aucellina* (?) sp. (aff. *saucastica* Buch.), *A. cf. ardensis* Orb. [11], характерные для верхов укту́рской свиты.

На западных склонах хр. Стрельникова Б. Я. Чернышом (1969 г.) к укту́рской свите отнесены отложения, залегающие на каменноугольных толщах. В ней выделяется три подлиты.

Нижняя подлита (800—900 м) представлена в основном средне- и мелкозернистыми песчаниками, кварцево-полевошпатовыми, изредка туфогенными. В 200—300 м от подошвы отмечены аргиллиты, насыщенные растительным детритом, а также пласт очень зольного каменного угля мощностью 0,2—0,5 м. В аргиллитах на горе Точильная обнаружены *Cladophlebis oerslevii* (Heer) Sew., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe, *E. brevifolia* Romp., *Ragiorhynchus orientalis* Krushch. et Romp., *R. sibiricum* Dimpk., *Comiorhynchus nipponicus* (Heer) Vachl., *Sagenopteris* sp., *Nilssonina ussuriensis* (Moell.) Halle.

В верхах подлиты находятся в изобилии отпечатки нуккул, лед и пекленов, а также *Nileites* (?) sp. и *Tetragonites* sp., по заключению В. П. Коновакова свидетельствующие об алтском или альбском возрасте вмещающих слоев. Нижняя часть подлиты может соответствовать тогтерив-барему, чему не противоречат встречающиеся в ней растения никанского комплекса.

Средняя подлита (630—800 м) сложена алевролитами, в меньшем количестве туфитами, туфопесчаниками и туфами порфиритов. В 30—40 м от кровли в подлите имеются горизонты порфиритов и линзы битуминозных органических известняков. В подлите обнаружены *Aucellina ardensis* Romp., *A. saucastica* Buch., *A. ustulensis* Ver., *A. undulata* Ver., *A. krushchovi* Ver., *Inoceramus conspectus* Pakk., *Elatocladus manchurica* (Yok.) Yabe. Комплекс однозначно указывает на алт-альбский возраст подлиты в целом, а ее самые молодые слои с *Inoceramus conspectus* Pakk. датируются как средний — поздний альб.

Верхняя подлита (500 м) состоит из ритмично чередующихся (0,1—0,4 м мощностью) косослоистых мелкозернистых песчаников и алевролитов с растительным детритом, причем в верхах подлиты много песчаников и иногда содержатся линзы среднегалечных конгломератов. На западных склонах хр. Стрельникова, по данным Б. Я. Черныша (1962 г.), в составе подлиты резко увеличивается роль конгло-

мератов и мощность подлиты достигает 1000—1200 м. Здесь в подлите найдены аммониты, сходные с алтскими *Deshajestites* cf. *consobrinoides* [11].

В Ханкайской зоне с укту́рской свитой сопоставляются угленосные отложения сучанской серии (K_1^{sc}), наиболее широко развитые в басс. р. Раздольная. Они залегают с угловыми несогласием на верхнепермских отложениях и на палеозойских гранитах. По литологическому составу они делятся на три толщи. Нижняя толща (150—300 м) представлена среднегалечными конгломератами, кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами с прослоями (до 0,2 м) каменного угля. Средняя толща (150—300 м) начинается десятиметровым горизонтом мелкогалечных конгломератов, сменяющихся выше песчаниками. В подчиненном количестве присутствуют алевролиты и аргиллиты. Верхняя толща (160—200 м) сложена аркозовыми, реже полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями глинистых сланцев. Толща содержит от 2 до 4 пластов и несколько пропластков каменного угля. Нижний пласт — «Рабочий», повсеместно распространенный, признается за маркирующий. В районе с. Новоеорневка нижняя толща отсутствует и разрез начинается со средней толщи, в основании которой залегают базальные конгломераты мощностью от 4 до 50 м.

Многочленены остатки никанской флоры, приуроченные в основном к горизонтальным угольным пластам: *Cladophlebis* ex gr. *dentata* (Bong.) Font., *Marchantites yabei* Krush., *Gleichenia* cf. *pordenishoides* Heer, *Nilssonopteris rhithorachis* (Krush.) Anomozites nilssonii (P hill) Sew., *Rhithorachis ardensis* (Goer.) Sew., *Cerphaloxiphiopsis* cf. *heterophylla* Hollick, *Zamiaes ivanovi* Krush. et Romp. и др., указывают на алт-альбский возраст. Отложения, состоящие из сучанской серии, встречаются также на небольших разрозненных площадях, а именно на восточных склонах хр. Синий, на водоразделе ключей Отобойный и Ореховый (хр. Холодный), где они с угловым несогласием перекрывают верхнепермские отложения. Мощность этих образований 400—500 м.

Из коллекции флоры, собранной В. А. Бажновым и др. (1962 г.) в аргиллитах по ключу Изюбриному, определены: *Oncichoropsis* sp., *Cladophlebis lobifolia* (P hill) Bong., *Sphenopteris* sp. ex gr. *goerretii* Dimpk., *Elatocladus* sp. cf. *E. manchurica* (Yok.) Yabe. Возраст толщи, по мнению С. А. Бажова, вероятнее всего, ранне-меловой.

К альбу в Восточно-Сихоталинской зоне отнесена лужикинская свита (K_1^{lj}). Наиболее полно ее разрез (680 м) изучен по правому берегу р. Павловка от ключа Ситаньева до пос. Нижняя Лужки. В основании свиты залегает пачка (190 м) песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов, содержащих ракушечниковые банки. В остальной части свиты сложена мелкозернистыми песчаниками, переходящими по пространству в алевролиты; имеются тонкие прослои углито-аргиллита. По пространству состав свиты сохраняется, меняется только количественное соотношение песчаников и алевролитов (Б. Д. Чемерис, 1966 г.). Возраст свиты определяется по фауне тригоний, встречающейся во многих местах: *Pterotrigonia* cf. *spathifrons* Konoв., *P. cf. kokkaidomina* (Yok.), *Ussuritrigonia* sp. indet. и др. В. П. Коноватов (1964, 1965 гг.) считает, что фауна тригоний — средне-позднее альбская.

К верхнему отделу отнесены преимущественно континентальные осадочные и вулканогенные образования. Морские отложения известны только на небольших площадях на северо-востоке территории. По возрасту отложения подразделяются на сенокан-туронские, турон-сеноканские и сенокан-датские.

* Н. Ф. Смирнов (1963 г.) выделяет эти отложения под названием шункинской свиты.

К сеноман-турону отнесены континентальные осадочные и вулканические образования, выделенные в коркинскую серию и алчанскую свиту.

Коркинская серия (*K_{kr}*) развита в басс. рек Арсеньевка и Раздольная, где Л. Ф. Назаренко (1967 г.) разделяет ее на две свиты: кангаузскую и романовскую. Кангаузская свита (470 м) на водоразделе рек Арсеньевка и Синегорка несогласно залегает на триасе и сложена песчаниками с резко подчиненной ролью гравелитов и алевролитов.

Отложения, сопоставимые с романовской свитой, прослеживаются от р. Синегорка до пос. Андреевка. Свита представлена алевролитами и песчаниками зеленых, шоколадных и пятнистых расцветок. По литологическому составу свита расчленяется на четыре папки.

Первая папка (350—500 м) начинается с появления шоколадно-цветных пород. Слагают ее тонко-среднезернистые полимиктовые песчаники и алевролиты. Мощность слоев — от нескольких сантиметров до десятков метров. Вторая папка (700—950 м) состоит из алевролитов, песчаников и аргиллитов. Третью папку (350 м) слагают полимиктовые песчаники. В средней части папки встречаются линзы мелкозернистых конгломератов. Алевролиты шоколадных цветов развиты незначительно. Эта папка содержит остатки эстерий и растений плохой сохранности, а также раковины ципрен, которые, по мнению В. Н. Верещагина и В. П. Ковалова, характерны для коркинской серии. В районе с. Лукино в зеленых алевролитах А. А. Якушиной собраны остатки *Trigonoides cf. turtschewi* Martin, *Surena* sp., *Urio* sp., *Bithuria* sp., *Planorbis* sp., отвечающие по возрасту сеноман-турону. Верхняя папка (200 м) представлена алевролитами, аргиллитами и сиреневатыми туфогенными песчаниками с линзами мелкозернистых конгломератов, причем вверху по разрезу увеличивается количество трубовозернистых аркозовых песчаников и прослоев мелкозернистых конгломератов. Суммарная мощность коркинской серии 2000—2300 м.

На юго-западе территории, по данным Ю. Б. Евланова (1967 г.), коркинская серия выходит на поверхность из-под палеоген-неогеновых отложений в басс. р. Раздольная и р. Липовцы. Она согласно залегает на суанской серии, с которой литологически связана постепенным увеличением в разрезе количества туфогенных песчаников. Туфогенные песчаники с обломками вишнево-красных эффузивов, с прослоями конгломератов и шоколадноцветных алевролитов, иногда туффитов, доминируют в разрезе коркинской серии.

Алчанская свита (*K_{ad}*), выделенная Б. Я. Чернышом (1969 г.), занимает обширную площадь между речья Бикина и Маровки. С резким угловым несогласием свита ложится на все древние образования до нижнемеловых включительно. Стратотип алчанской свиты (1600—1700 м) описан в окрестностях пос. Верхний Красный Перевал, где она имеет отчетливое двухчленное строение.

Нижняя подсвита (520 м) начинается папкой туфогенно-осадочных пород, с резким асимметричным несогласием лежащих на уктурской свите. Базальные мелкозернистые конгломераты (0,3 м) состоят из галек алевролитов, порфиритов, песчаников, редко кремнистых пород. Выше лежат туфогенные алевролиты, чередующиеся со среднезернистыми песчаниками и углистыми аргиллитами с *Cladophlebis delicatula* Ueber et Oisch, *Sphenopteris* cf. *goerretii* Dupk., *Pterophyllum* cf. *thellianum* (Dupk.) Sew., *Ragworphyllum* cf. *orientalis* Ktuysh et Rupp., *Elatocladus subzamioides* Moell. и др. Мощность базальной папки — 14 м. Выше подсвита сложена туфами и туфорежками альбитофиров, переслоенных потоками альбитофиров и фельзитов. В разрезе с преобладанием пирокластов мощность подсвиты увеличивается до 700—800 м.

Верхняя подсвита (900 м) сложена порфиритами, туфами и туфобрекчиями порфиритов. Наредка присутствуют туфопесчаники, альбитофиды и фельзиты. Толща порфиритов присутствует не повсеместно, и в этих случаях граница между подсвитами разбивается с трудом. В бассейнах рек Челонка и Зменная в подсвите преобладают кислые эффузивы, в том числе ортофиды, а также единичные простои эффузивов, близких к трахандеэитовым и шенючым трахитовым порфиритам. По заключению С. И. Неводиной и С. А. Валуя, комплекс флоры определяет возраст вмещающих пород как самые верхи нижнего мела. Спорово-пыльцевой комплекс из той же папки, содержащий, кроме голосеменных, пыльцу *Alnus* sp., *Salix* sp., *Carua* sp., единичные *Quercus* sp., трехбороздчатые *Angiospermae*, споры *Leotiletes* sp., бобовидные споры *Polytridaceae* и *Gleichenia*, допускает, по мнению В. С. Маркеева, принадлежность свиты к низам верхнего мела. Свита частично или полностью синхронна, по-видимому, коркинской серии.

К сеноман-турону (*K_{st}* — *t*) отнесены отложения, распространенные в районе сел Дмитриевка, Соболево, Венюково, в басс. рек Первая и Вторая Сельма. По данным Ю. Г. Струве (1966 г.), эти отложения начинаются крупнозернистыми конгломератами, которые выше сменяются переслаиванием конгломератов с гравелитами. Мощность отдельных слоев — 10—20 м. Мощность папки не превышает 100 м.

Остальная часть разреза (250—300 м) представлена преимущественно гравелитами с прослоями конгломератов мощностью 15—20 м и песчаниками с многочисленными прослоями мелкозернистых конгломератов. Мощность отдельных слоев 5—10 м. Общая мощность отложений — от 250 до 400 м.

Фауна брахиопод, собранная из песчаников в районе лесучастка Спартак, с. Дмитриевка и др., по мнению В. Н. Верещагина, В. П. Маркеева и Т. Г. Калишевца, представлена унетскими формами, которые напоминают позднемеловые брахиоподы. Здесь же обнаружены остатки позднемеловых ежей *Hemister* sp. [11].

Даданьянская свита (*K_{ad}*), выделенная Е. А. Перещиной и И. И. Шарудю в басс. р. Арсеньевка и по р. Липовцы, по данным В. О. Соловьева (1962 г.), несогласно залегает на коркинской свите. Даданьянская свита здесь обнажена плохо, и разрез ее практически не изучен. Низы свиты (500 м) сложены конгломератами, гравелитами и песчаниками, часто с остатками окремнелых столов деревьев. Верхняя часть свиты (200—300 м) представлена переслаивающимися песчаниками, гравелитами и конгломератами. Редко встречаются простои туфов порфиритов. По распространению состав свиты быстро изменяется. Общая мощность свиты около 800 м. Возраст устанавливается по ее стратиграфическому положению между сеноман-туронскими и сеноксскими образованиями.

Достоевская свита (*K_{ds}*) впервые как «достоевская угленосная толща» выделена М. Г. Золотовым в 1940 г. Свита обнажена плохо. Неполный разрез ее (100 м) покрыт скажиной в верховьях реч. Большунова. По данным В. О. Соловьева, свита сложена переслаивающимися мелко- и среднезернистыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и аргиллитами, среди которых имеются тонкие (до 20 см) пропластки высокозольных каменных углей. Мощность отдельных слоев — 0,8—2,2 м. Общая мощность свиты не менее 300 м.

В районе с. Достоевка собраны остатки растений, среди которых Б. М. Штремелем определены: *Isoetes obliquilons* Ktuysh et *Cladophlebis frigida* (Heet) Sew., *Nissonia sevelina* Heet, *Ginkgo multipectis* Heet, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Thuja cretacea* (Heet) Newb., *Spiratissidium gracile* Heet, *Roripus hurewora* Heet, *Platanus newberryana* Heet, *Trochodendroides arctica* (Heet) Beegh, *Ulmium* sp. и др. По флоре отложения отнесены к сенону.

На юго-востоке территории сенонскими (K_{sn}) считаются толщи, развитые на небольших площадях в басс. рек Фурмановка, Антоновка и Правая Антоновка (Павловская). Эту толщу, в состав которой входят алевролиты с прослоями тонкозернистых песчаников, Ю. Я. Громов выделил в селенчинскую свиту (1955 г.). В песчаниках найдены инциперамы, по мнению В. И. Бодылевского, относящиеся к группе *Inoceramus cardissoides* Goldf. раннесенонского возраста. В последующие годы находки не повторены.

Западнее этого участка известны только континентальные толщи сенонского возраста. В басс. р. Антоновка нижние части толщи (100 м) сложены средне- и крупнозернистыми песчаниками, а верхние (200 м) — аргиллитами с прослоями грубозернистых песчаников и углесто-глинистых сланцев. В глинистых сланцах Ю. Я. Громов и В. К. Елисеева (1959 г.) обнаружили *Baiera procostoides* K_{ts} и *Sequoia reichensbachii* (Gein.) Neet, *Melasequoia* sp., *Pinus hureborgei* Neet, *Widdingtonites subtilis* Neet, *Torreya (Tinnon) sussexensis* Noel, *Cerphalotaxopsis heterophylla* Noell, *Glyptostrobus europaeus* Neet, характерные для позднего сенона.

В басс. р. Пр. Фурмановка к сенону отнесена толща конгломератов, песчаников и алевролитов видимой мощностью не менее 300 м с остатками *Sphenopteris oikhionica* K_{ts} и *Cladophlebis* cf. *versedtii* (Neet) Sew.

На севере территории к сенону отнесена эффузивная толща, распространяющаяся юго-западнее с. Виноградовка. По данным Ю. Г. Струве (1966 г.), породы, слогающие толщу (300 м), представлены роговообманковыми, платноклазовыми и роговообманково-платноклазовыми андезитовыми порфиритами, дацитами и их туфами. В основании разреза залегают туфы мощностью 2—15 м с включением гальки, гравия, древесины и щебня подстилающих пород. Туфы сменяются пачкой эффузивов и туфов мощностью 10—50 м. Верхняя часть разреза сложена андезитами, которые выше постепенно переходят в дациты.

К маастрихтскому (?) — датскому ярусам (K_{mt} — d) отнесены вулканогенные образования преимущественно кислого состава. В разных местах они выделялись под разными названиями: одыгская серия, приморская и дорофеевская свиты. В басс. р. Павловка, по данным Л. А. Неволлина (1969 г.), резко несогласно на древних, разорванных залегают кристалло- и литокластические туфы липаритовых порфиров мощностью около 100 м. Верхняя часть разреза (100 м) представлена разнозернистыми туфитами с остатками *Viburnum lesqueretii* Ward. var. *longifolium*, *Thuja steissae* (Neet) Newb., *Thuja* sp. и др. сенон-датского возраста, по С. И. Неволлиной.

На водоразделе р. Павловка и на правобережье р. Синяя Журавлевская, по данным А. А. Асипова (1968 г.), низы толщи (300 м) представлены туфобрекчиями, состоящими из обломков в основном фельзитов, изредка песчаников, глинистых и кремнистых сланцев. Цементом брекич служит фельзитовая масса или пелловый материал.

Верхняя толща (400 м) сложена главным образом фельзитовыми порфиритами и участками пелловыми туфами и фельзитами. Общая мощность толщи — 700 м.

Несколько иное строение имеет толща, развитая в тех же местах и получающая наименование дорофеевской свиты. В басс. р. Журавлевка внизу толщи лежат туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты и порфириты, и редко, липаритовые порфиры. Характерной особенностью является быстрая изменчивость толщи по простиранию. Конгломераты и песчаники замещаются по простиранию туфами, а те, в свою очередь, эффузивами и их туфами. Вверху толща сложена ту-

фами кислого состава видимой мощностью 300 м. Общая мощность толщи 700—750 м. Многочисленные отпечатки растений: *Sequoia langsdorffii* (Gronq.) Neet, *Cerphalotaxopsis heterophylla* Noell, *Corylus macquarti* (Forb.) Neet, *Populus arctica* Neet, *Platanus* sp., *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Neet, *Grewia* sp., *Taxodium tinctorum* Neet, *T. dubium* (Steinb.) Neet, *Melasequoia* sp., *Thuja steissae* (Neet) Newb., *Trochodendroides arctica* (Neet) Berry, *Viburnum* sp. и др., по заключению С. И. Неволлиной, указывают на датский или сенон-датский возраст отложений.

В басс. р. Арсеньевка, юго-восточнее с. Покровка, толща (250—350 м) сложена туфалевогранитами и туфопесчаниками, в которых найдены остатки *Cladophlebis* sp., *Taxodium dubium* (Steinb.) Neet, *Glyptostrobus europaeus* (Steinb.) Neet, *Sequoia ambigua* Neet, характерные для сенон-дата.

В басс. рек В. Сахалинка и Сахалинка, Челдонка, Маровка с угловым несогласием на алчонской свите залегают толща, сложенная липаритовыми порфиритами и их туфами, пересеченными углистыми алевролитами, туфобрекчиями и туфоконгломератами. Мощность ее 600—650 м. Абс. возраст липаритового порфира, определенный калий-аргоновым методом, — 96 млн. лет.

Условно с этими образованиями сопоставляется толща (350 м) липаритовых порфиров и туфов с редкими прослоями туфобрекчий и конгломератов, залегающих в верховьях р. Тихая и Черниговка на пермских отложениях. К Ю от пос. Монастырще в составе толщи (200 м) преобладают интриты с четко выраженной фидиальной текстурой. В верхах разреза интриты сменяются крупнообломочными туфобрекчиями липаритовых порфиров.

На севере территории, в междуречье рек Бира, Улитка и Подхоренок, толща (300 м), несогласно залегающая на пермских гранитах и укжурской свите, сложена литокластическими туфами смешанного состава, а также дацитами и липаритами.

КАИНОЗОИ

Палеогеновая система

Палеогеновые образования представлены на территории континентальными осадочными и вулканогенными толщами палеогенового, эоценового и олигоценного возраста. Местами олигоценовые и миоценовые отложения образуют неразделенные разрезы.

К палеоцену, по аналогии с восточными районами Приморья, отнесены средние и кислые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, сопоставляемые с синювской и залегающей выше боготской свитами.

Синювская свита (P_{sn}), развитая в басс. рек Муравейка, Павловка, Журавлевка, Медведка, резко несогласно залегают на всех более древних образованиях, в том числе и на верхнемеловых эффузивах и туфах. В свите преобладают андезиты и порфириты, редко присутствуют туфы и туфобрекчин порфиритов. Мощность свиты 200—250 м. Аналогичен состав свиты и на других участках. Мощность свиты местами достигает 450 м. Абс. возраст порфиритов 77,5 млн. лет.

Боготская свита (P_{bg}) залегают выше андезитов и распространяется с ними связана. На водоразделе рек Павловка, Антоновка и Авакумовка низы свиты (300 м) сложены туфами и туфобрекчиями липаритов и, в меньшей мере, липаритами и фельзолипаритами. Верхняя (400 м) разреза представлены липаритами, липарито-дацитами, их туфами и редко интритовыми. Состав свиты устойчив, но разрезы ее меняются. Мощность свиты от 150 до 700 м.

* Ю. Г. Струве относит толщу к самаргинской свите палеогена.

К эопцену (P_2) отнесена толща основных эффузивов и туфов, разбитая в басс. рек М. Комиссаровка, Антоновка, Журьявлева, Матвеевка, Венька и др. Сложена толща потоками базальтов, андезитов и андезито-базальтов мощностью 100—150 м. В басс. рек Бикин, Алчак, Котловод мощность толщ достигает 250—350 м. Толща залегает на палеоценовых эффузивах и перекрыта олигоценовыми угленосными отложениями.

К олигоцену отнесена надеждинская свита (P_{3nd}). На большей части площади она перекрыта более молодыми континентальными отложениями.

В Спасовской впадине, по данным И. И. Беренева (1960 г.), свита залегает на нижнекембрийских известняках с резким угловым несогласием. Внизу залегают мелкозернистые туфопесчаники (40 м) с приречью обуглившегося растительного детрита. Выше они перекрыты туфогравелитами (98 м), которые сменяются пачкой (56 м) чередующихся туфопесчаников и туфогравелинов. Мощность свиты — 194 м.

Заледнее свита (312 м) сложена песчаниками и песками, в значительной степени туфогенными, а также алевролитами с обугленными остатками растений и прослойками бурого угля. Встречаются линзы и прослои конгломератов. В краевых частях Жариковской впадины [29] кровля надеждинской свиты залегает на глубинах от 70 до 220 м. В этой впадине в свите имеются пласты бурого угля мощностью до 7 м. Иногда в основании свиты залегает маломощный горизонт (до 5 м) мелкогалечных конгломератов.

Надеждинскую свиту можно предположить и в Голеньковской впадине, глубина которой, по данным геофизики, превышает 1500 м. В Арсеньевской впадине мощность надеждинской свиты около 500 м. Как и всюду, она сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами и бурными углями. Максимальная мощность свиты здесь, по геофизическим данным, 300 м. Свита охарактеризована остатками *Roridius balsamoides* Goer., *Sassafras ferrugineum* Massal., *Sargia* cf. *microcathayensis* Hu and Chatur, *Rubus* cf. *fretalis* Bots., *Juglans* sp., *Betula macrophylla* Neet, и другими формами, характерными для раннего олигоцена. Возможно, что низы свиты относятся к эоцену.

В Хороской впадине, по данным Ю. Г. Струве (1966 г.), надеждинская свита перекрыта мощной толщей миоценовых и плiocеновых отложений. Верхняя часть олигоцена вскрыта скважинами у с. Могилевка, с. Хор, пос. Дормидонтовка. Свита представлена ритмичным чередованием алевролитов и песчаников.

Спорово-пыльцевой комплекс, обнаруженный в этой свите, характерен для верхнего олигоцена Приморья. Мощность ее, по данным всестатистического электрозондирования, 1400 м.

К олигоцену условно отнесены отложения, выполняющие Маровскую впадину. С резким несогласием они лежат на более древних образованиях и с разрывом перекрыты грубообломочной толщей миоцена. В основании толщ на левобережье р. Измайлиха, по Б. Я. Чернышу (1963 г.), установлены плотные аркозовые древесники и грубозернистые песчаники мощностью до 20 м. Более высокие части разреза представлены аргиллитами, песчаниками и уплотненными глинами с пластами и линзами бурого угля и лигнита. Только вблизи бортов впадины на некоторых участках развиты маломощные (5—15 м) конгломераты. Мощность толщ — около 700 м. В ней встречаются остатки *Metasequoia disticha* (Neet) Miki, *Pterocarya castaneifolia* (Goer.) Menz., *Juglans* sp., *Saprinus* sp. и др.

Спорово-пыльцевой комплекс из верхней половины толщ, по мнению М. А. Головининой и Т. И. Демидовой, свойствен олигоцену. С. И. Неволнина допускает, что в данном разрезе присутствуют как эоценовые, так и олигоценовые отложения.

Палеоген-неогеновая системы нерасчлененные

Нерасчлененные олигоцен-миоценовые отложения (P_3-N_1) выхолняют Крыловскую, Маровскую, Нижнебикинскую и ряд более мелких впадин и широко развиты в пределах Средне-Амурской депрессии.

В Нижнебикинской впадине толща сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, бурыми углями. Резкая фациальная изменчивость отложений затрудняет корреляцию соседних разрезов и расчленение отложений по возрасту. В разрезах скважин, пробуренных южнее пос. Надаровка, мощность толщ достигает 1340—1500 м. Разрез толщ представляет собой пачки ритмично переслаивающихся мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, раздельных группами пластов бурого угля. Мощность безугловых пачек 25—70 м, угленосных 10—30 м. К окраинам впадины количество пластов угля и мощность их уменьшается, а угленосные пачки расчленяются, утончаются и выклиниваются, замещаясь конгломератами, гравелитами, песчаниками. При этом мощность толщ сокращается до 700 м.

На северо-востоке впадины толща сложена однообразными алевролитами и аргиллитами мощностью 300—400 м. Толща охарактеризована многочисленными остатками растений: *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Neet, *Metasequoia disticha* (Neet) Miki, *Taxodium divitum* (Steinh.) Neet, *Gliricistobus euporaus* (Brongh.) Neet, *Juglans acuminata* A. Br., *Betula macrophylla* Neet, *Ulmus saprinoides* Goer., *Zelkova ingerti* Neet, *Cercidiphyllum stenatum* (Ung.) Brongh., *Liquidambar euporaus* A. Br., *Saprinus grandis* Neet, *Rhamnus gaudinii* Neet, *Aralium aequidifolium* (Goer.) Krysht., *et* Bots., *Eoangium celastrophylloides* Vaik., а также остатками пресноводных пелеципод *Ustriculus leei* Hsu., *V. quadratus* Naude, *V. cf. chaetophorus* Ramt., *V. cf. tulotomoides* (Ung.), *Uro elegans* Martins., *Sphaerium subsolidum* Classin., *Micromelania* (*Fairbairdia*) *bickiensis* Martins., *Limnoscapha* (*Hurtoris*) *lanceolata* Martins., *Pistidium compacta* Martins. и др. По мнению Г. Г. Мартинсона, фауна наиболее близка к фауне усть-давыдовской свиты Ю. Приморья. Она может быть отнесена к раннему — среднему миоцену, а нижние слои, заключающие *Limnoscapha lanceolata* и *Uro elegans*, могут иметь олигоценовый возраст.

В Ретиковской впадине олигоцен-миоценовые отложения (200 м) представлены алевролитами, углистыми аргиллитами и песчаниками с линзами, прослоями и пластами бурого угля мощностью от 0,1 до 40 м. В свите обнаружены *Metasequoia disticha* (Neet) Miki, *Gliricistobus euporaus* (Brongh.) Neet, *Zelkova* sp., *Castanea kubitii* Ung., характеризующие, по С. И. Неволниной, олигоцен. По спорово-пыльцевому комплексу Н. С. Пронова считает, что верхние части разреза соответствуют нижнему миоцену.

На севере, в Амурской депрессии, угленосная толща перекрыта мощным чехлом четвертичных отложений. Неполный разрез ее известен только по скважине (в 6 км восточнее с. Самара), вскрывшей под неогеновыми базальтами толщу (более 320 м) аргиллитов, алевролитов, слабо спелитированных песчаников, среди которых имеются пласты бурого угля мощностью 0,25—1,65 м. По геофизическим данным, глубина депрессии оценивается в 1400—2000 м. На продолжении этой депрессии к СВ находится Ушумунское буроголовое месторождение, в котором развита олигоцен-миоценовая ушумунская свита, по разрезу похожая на описанную толщу.

Неогеновая система

На территории листа миоценовые отложения развиты практически во всех каньонских впадинах и по содержащимся в породах органическим остаткам подразделяются на нижне-, среднемиоценовые и верхнемиоценовые.

К нижнему — среднему миоцену в Приморье отнесена усть-давыдовская свита ($N_1^{1-2}ud$). Состав и строение свиты изучены только по буровым скважинам. В Жариковской и Продековской впадинах свита согласно залегает на надеждинской свите и с разрывом на Жариковской впадине на коре выветривания гранитов чаще всего лежит среднегалечниковые и валунные конгломераты с рыхлым песчано-глинистым цементом, либо гравелиты, переходящие в грубозернистые аркозы. Обломочный материал плохо окатан и представлен кислыми эффузивами, порфиритами, гранитами. Мощность их достигает 100 м. Выше в разрезе преобладают песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, подчиненное значение имеют алевролиты, иногда туфогенные песчаники. В районе с. Жариково к верхам свиты приурочены 1—2 пласта лигнита сложного строения мощностью до 5 м. По данным бурения, мощность свиты около 200 м.

В Продековской впадине усть-давыдовская свита сложена чередующимися алевролитами и туфитами с одним прослоем песчаников мощностью в 1 м. Неполная мощность свиты 61 м.

К 3 от оз. Ханка усть-давыдовская свита залегает на палеозойских гранитах и начинается песчаниками, часто туфогенными, содержащими валуны подстилающих пород. Более высокие слои представлены слабоцементированными песчаниками, плотными глинами и, реже, алевролитами. Отдельные слои не выдержаны по простиранию и падению. В целом количество глинистых отложений увеличивается к центру впадины. В этом же направлении увеличивается и мощность свиты — от 68 м (с. Камень-Рыболов) до 205 м (вблизи с. Жариково). Во впадинах, расположенных восточнее оз. Ханка (Арсеньевская, Маровская), в свите появляются прослой и линзы бурого угля и лигнита мощностью 0,4—2,8 м. Мощность свиты в первой впадине — 390 м, а во второй — до 280 м.

На северо-западе территории, в Хорской и Вяземской впадинах, отложения (250 м), сопоставимые с усть-давыдовской свитой, представлены песчаниками, глинами, песками и галечниками с примесью туфогенного материала.

Для Хорской впадины характерно преобладание в нижней части свиты алевролитов и песчаников, а в верхней — конгломератов и песчаников. В Вяземской впадине большая часть толщи сложена глинами, средин которых внизу появляются потоки и покровы авитовых и оливиновых базальтов мощностью от 10 до 34 м.

В районе с. Веноково и в долине р. Авам, скважинами на глубине 100 м вскрыты отложения, литологически очень сходные с усть-давыдовской свитой. В этих отложениях в районе с. Молигевка найдены остатки *Sordicula* sp. (cf. *S. tugschensis* Sim.), и богатый комплекс диатомовых, среди которых А. И. Монсева обнаружила *Melosira praelandica* (O. Müll.) Jouse, *Eumolia* aff. *venetis* (Kutz.) O. Müll., *Achnanthes rimula* f. *robusta* Moiseva, *Rimularia* aff. *intermedia* f. *minor*. Почти во всех слоях свиты встречены спорово-пыльцевые комплексы, по заключению Г. Н. Курносовой и Н. П. Соколовой, характерные для раннего и среднего миоцена.

Верхнемиоценовые отложения, выделенные в усть-суйфунскую свиту (N_2^{3us}), занимают небольшие площади, и ее разрезы в основном изучены по скважинам. В Турьерогской впадине и в низовьях

р. Комиссаровка она залегает без видимого прерыва на усть-давыдовской свите или с разрывом на палеозойских гранитах. Свита сложена туфоалевролитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, диатомитами с подчиненным количеством тонких (до 0,5 м) пропластков жирных глин. Максимальная мощность свиты (100 м) установлена в басс. р. Раздольная. В низовьях р. Комиссаровка мощность ее определена в 80 м, а западнее с. Троицкое — 58,6 м. На отдельных участках видимая мощность свиты не превышает 15 м.

Из обнажений севернее утеса Белоглинный А. Н. Криштофовичем определены *Pinus monosperma* Heet., *Planera (Zelkova) ingertii* Kov. и *Glibostobus euporaeus* Heet. Из диатомов А. П. Жузе определила *Melosira praelandica* (O. Müll.) Jouse, *M. praegranulata* (O. Müll.) Jouse, *M. scabrata* Oestr., *M. praedisians* (O. Müll.) Jouse, *Tetradiaucis polydium* (Pant.) Jouse. Приведенные списки флоры указывают на миоценовый, вероятно, позднемиоценовый возраст вмещающих пород.

Плиоценовые образования (N_3) занимают наибольшие площади в пределах депрессий. По литологическому составу среди них выделяются грубообломочные континентальные отложения, получившие наименование суйфунской свиты, и существенно вулканические образования, объединенные в шунфанскую свиту.

Суйфунская свита (N_3sf), залегающая с разрывом, сложена в основном аллювиальными галечниками, гравийниками и слабоцементированными конгломератами, реже углентенными песками с линзами глин, иногда каолиновых, пелловых туфов, туфитов и диатомитов. Для пород характерна косая слоистость и быстрая смена литологического состава по простиранию и разрезу. Вблизи предгорий в свите преобладает гравийно-галечниковый материал (Жариковская и Продековская впадины), который по мере удаления от гор сменяется песчано-галечниковыми, затем песчано-глинистыми и, наконец, существенно глинистыми отложениями. Вообще же наблюдается некоторое уменьшение грубообломочного материала вверх по разрезу. В краевых частях Приханькайской впадины осадки имеют аллювиальное происхождение, а в центре ее озерно-аллювиальное или дельтовое.

Аналогичен состав свиты и на остальной территории. Только в районе сел Бусеевка и Хвалынка разрез отгибается присутствием туфов диатомитов, туфитов и туфодиатомитов с панцирями плиюценовых диатомей из родов *Melosira* и *Navicula*. Мощность суйфунской свиты обычно не превышает 20—50 м, но местами (район с. Анненка) увеличивается до 100—125 м, а в басс. р. Арсеньевка и по р. Маровка достигает 180—200 м.

По спорово-пыльцевым комплексам В. Ф. Гапонова-Морозова, Г. Н. Курносова датируют возраст свиты плиюценом. Кроме того, в краях скважин, пробуренных в окрестностях сел Анненка и Константиновка, А. П. Жузе обнаружил характерные для плиюцена диатомы *Actinella brasiliensis* Grun., *Eumolia polydium* Grun., *Somphomena lingulata* Hust.

Шунфанская свита (N_3sf) развита на небольших площадях. Свита сложена многочисленными потоками оливиновых и оливин-гиперстеновых базальтов мощностью от 5 до 35 м, разделенных глинистыми корами выветривания или прослоями галечников. Вблизи Сальского, Дальнереченского и других вулканов изредка встречаются базальтовые туфы и брекчи. Мощность свиты в верховьях р. Ингистая 17—20 м, в басс. рек Студеная и Раздольная около 50 м, а южнее д. Филино 82 м. Взаимоотношения с суйфунской свитой сложные: обычно она залегает на доплиоценовых образованиях или на галечниках суйфунской свиты, но в ряде случаев фациально замещает галечники в верхней части разреза.

Четвертинная система

Четвертинные отложения разнообразны по генезису. Широким распространением пользуются отложения смешанных типов, такие как озерно-аллювиальные, аллювиально-делювиальные, делювиально-коллювиальные, делювиально-пролювиальные, делювиально-солифлюкционные. Стратиграфическое расчленение четвертичных отложений проведено на палеоклиматической основе. При климатостратиграфических построениях использованы палинологические, геоморфологические, литологические, палеогеографические и другие материалы. Расчленение образованных склонового ряда сделало по результатам геоморфологических и палеогеографических наблюдений. Наиболее уверенно выделяется верхнечетвертинный — толоценовый коллювий. Первый разлит на крутых склонах, располагавшихся выше границы леса в позднечетвертинную ледниковую эпоху, и по молодым эрозийным врезам, а второй — в пределах голыцово-эрозийной зоны и участков наиболее крутых склонов. Нижняя граница четвертичной системы по решению Стратиграфического совещания 1965 г. для юга Дальнего Востока проведена по кровле шифанской свиты.*

Нижнечетвертинные отложения в Приамурье впервые выделены Ю. Ф. Чемеровым [49], а в Приморье — И. И. Береневым и В. К. Сохиным [34], главным образом по палинологическим данным. Эти отложения наиболее часто встречаются в депрессиях и по долинам крупных рек. В Ханкайской и Средне-Амурской депрессиях они погребены под молодыми четвертинными осадками и нередко образуют непрерывный разрез с верхним плинчем. В остальных случаях они ложатся на древние толщи с разрывом. В прибрежных частях депрессий нижнечетвертинные отложения слагают 40—60-метровые террасы или слабоаккумулятивные равнины. В торах они принимают участие в строении высоких аккумулятивно-аккумулятивных террас. Их максимальная мощность достигает 90 м в депрессиях и 20—25 м — в торных районах.

На равнинах преобладают озерно-аллювиальные и озерные фации, в торных — аллювиальные.

Озерно-аллювиальные (а I) осадки представлены горизонтально-слоистыми песчороковыми глинами, суглинками с прослоями и линзами песка и супесей. Вблизи коренных склонов разрезы обогащаются супесями и песками и в них появляются гравийно-галечниковые прослои. Глинистая фракция осадков состоит в основном из бейделлита и гидрослюда.

По долинам наиболее крупных рек, таких как Бикин, Б. Уссурия, Усури, озерно-аллювиальные отложения глубокими заливами заходят в торную зону Сихотэ-Алини.

Аллювий (а I) имеет значительно меньшую мощность (в среднем 5—10 м). Наиболее выдержанные пологие аллювия встречаются по высям террас рек Алчан, Быстрей, Арсеньевка. От размытых нижнечетвертичных аллювиальных галечников сохранились на Павловско-Зеркальном водоразделе.

В. К. Сохин [177] указывает, что погребенный песчано-гравийный аллювий раннечетвертинного возраста вскрыт скажинами в районе г. Тезоводска. В основном же древний аллювий связан с высокими террасами торной зоны. В аллювиальных толщах преобладают косо-слоистые галечники песчорокового петрографического состава с довольно хорошо окатанными гальками и небольшой примесью колотых галек.

* Н. А. Веляевский, Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев, Ю. Ф. Чемеров и др. считают более правильным опустить плинч четвертичную границу ниже и проводить ее в толще шифанской свиты, а шифанские платобазальты отнести к нижнечетвертинным.

Заполнителем служит полимиктовый песок, супесь, реже бурый суглинок. Встречаются глины и прослои глин, иногда существенное значение приобретают пески.

Накопление нижнечетвертичных отложений происходило в условиях достаточно теплого климата, благоприятствующего развитию хвойно-широколиственной растительности.

В. В. Соловьев [47] отмечает, что при палинологическом изучении образцов нижнечетвертичных отложений устанавливается некоторое отличие спорово-пыльцевых спектров из торных районов от спектров, характерных для крупных равнин (Ханкайской и Средне-Амурской), что, вероятно, связано с ландшафтными особенностями и проявлением вертикальной поясности.

Некоторое обеднение спектров в верхней части разрезов раннего плейстоцена говорит о небольшом ухудшении климата в конце раннечетвертинного времени. Тенденция к похолоданию климата, начавшаяся еще в поздне-плинче, вполне закономерно развивалась и в раннем плейстоцене.

Среди среднечетвертичных отложений преобладающей является озерно-аллювиальная фация, распространяемая главным образом в депрессиях. Аллювиальные отложения развиты в предгорьях и торах. В осевых частях депрессий среднечетвертичные осадки погребены под более молодыми и образуют единый разрез с нижнечетвертинными; ближе к торным склонам и в предгорьях они залегают на нижележащих толщах с разрывом, слагают террасы до 20 м высотой или образуют покров позднечетвертичных и толоценовых террасовых уровней. Среднечетвертичный аллювий торных районов принимает участие в строении аккумулятивно-аккумулятивных террас высотой до 40 м. Мощность озерно-аллювиальных отложений изменяется от 10 до 50 м, аллювиальных — от 2 до 30 м.

Наиболее крупные площади среднечетвертичных озерно-аллювиальных (а II) отложений развиты по левобережью Амура и вдоль южного и восточного бортов Ханкайской депрессии, а также в пределах Губерьевской мушлы. Кроме того, озерно-аллювиальные отложения известны в басс. р. Наумовка и по левобережью р. Бикин. Представлены они горизонтально-слоистыми глинами, суглинками, песками с прослоями гравия и включением галек; характерно присутствие вивинита и марганцовисто-железистых стяжений в виде мелких бобовин и оолитов. Состав тонкой фракции глины отвечает минералам группы монтмориллонита и гидрослюда. Среди суглинков преобладают тяжелые разновидности.

Аллювиальными (а II) отложениями сложены аккумулятивный чехол террас высотой 40 м в торной зоне и 25 м в предгорьях. При выходе в зону депрессий они сливаются с одновозрастными озерно-аллювиальными отложениями, местами перекрываясь более молодыми образованиями. Наиболее часто среднечетвертичный аллювий сложен песчано-галечниковым материалом, а в предгорьях и в крупных внутригорных депрессиях — песками и глинами с прослоями и линзами гравия и галечников.

В среднечетвертинное время на Дальнем Востоке широкое распространение получило горно-долинное оледенение. По обедненному спорово-пыльцевым спектров, обусловленному резким ухудшением климата, среднечетвертичные толщи достаточно уверенно выделяются из остального разреза. Влияние оледенения улавливается по укрупнению механического состава осадков и по появлению криноидных нарушений слоистости.

В известях глинах близ г. Вяземского найдены костные остатки *Mammuthus trogontherii* Rohll., обитавшего, по В. И. Громову, на территории Дальнего Востока в начале среднечетвертинного ледникового [33]. Вяземские глины хорошо коррелируются с озерно-аллювиальными

ми толщами депрессий юга Дальнего Востока, а также с аллювием комплекса вторых надпойменных террас в горах. Вяземский разрез является, в известной мере, реперным для стратиграфического расчленения четвертичных отложений рассматриваемой территории. В стенках карьера под пятиметровой толщей буровато-коричневых суглинков залегают серые и зеленовато-серые илы с линзами торфа и с остатками древесины (*Latix* и *Picea*). Днатовые водоросли из линз торфа, ширями *Echinoia praeclara*, *Pinnularia stertoraria*, *Cymbella aspera*. Эти формы обычны для неглубоких слабопроточных водоемов. По данным бурения, илы выны по разрезу переходят в мелкозернистые полимиктовые пески с включениями галек и гравия. Мощность песков и илов около 20 м. Основная часть разреза охарактеризована спорово-пыльцевым спектром, отвечающим тундровым ландшафтам, что, по-видимому, соответствует главной фазе похолодания среднечетвертичного климата.

Верхнечетвертичные отложения имеют значительное развитие и представлены озерно-аллювиальными и аллювиальными фациями.

Озерно-аллювиальные (а III) отложения тяготеют главным образом к зонам депрессий, где они потрепаны под голоценовыми отложениями, а ближе к бортам депрессий стают 3–8-метровые террасовые террасы. Аллювиальные (а III) отложения участвуют в строении речных террас, высота которых 6–8 м в предгорьях и 12–15 м в горах. Мощность верхнечетвертичных осадков не превышает 50 м, более обычных 15–20 м для озерно-аллювиальных фаций и 3–5 м для аллювиальных. Озерно-аллювиальные отложения представлены горизонтально- и скрестослоистыми естественно гидрослоистыми глинами и суглинками с пятнами ожелезнения. Аллювий состоит в основном из валуно-галечникового и песчано-суглинистого материала. Возраст отложений устанавливается по стратиграфическим взаимоотношениям с подстилающими и перекрывающими их толщами, по палинологическим, геоморфологическим данным и по корреляции с ледниковыми образованиями определенных районов. Проявление двух фаз позднечетвертичного оледенения [14] в горах Сихотэ-Алиня отразилось на составе спорово-пыльцевых спектров и во внеледниковых районах. Отложения первой половины позднечетвертичного времени охарактеризованы пыльной, отвечающей теплолюбивой межледниковой растительности, т. е. смешанным лесам с существенной примесью широколиственных форм. Во вторую половину позднего плейстоцена происходит заметное обеднение пыльцевых спектров. Влияние ледников наиболее сильно сказывалось в горах и, в меньшей мере, на равнинах, удаленных от центров оледенения. Непосредственно к В от рассматриваемой территории установлен переход флювиогляциальных отложений последнего оледенения в аллювий 8–12-метровых террас.

К нерасчлененным верхнечетвертичным — современным отложениям отнесены образования склонового ряда. К их числу относятся делювиальные и делювиально-солифлюкционные и коллювиальные накопления.

Делювиальные и делювиально-солифлюкционные (ds III—IV) отложения перекрывают и сползают склоны между ранее, среднечетвертичными и более молодыми террасовыми уровнями, что и дает основание для датировки рассматриваемых толщ позднечетвертичным — современным возрастом. Представлены делювиально-солифлюкционные накопления бурьями суглинками с незначительной примесью щебней или галек. Мощность делювиально-солифлюкционного пласта от 2–3 м до 0,5–1,0 м. Наличие криогенных структур и следов течения грунта указывает на то, что, помимо плоскостного смыва, в образовании этих толщ существенную роль играли и солифлюкционные процессы.

Коллювиальные (с III—IV) образования представлены глыбами с примесью щебня и мелкозема и приурочены главным образом к привершинным частям хребтов и к крутым склонам речных долин торных районов, где они располагаются патнами или полосами органической ширин при мощности в 1–3 м. Аккумуляция коллювия происходит выше границы леса в эпоху позднечетвертичного оледенения и в раннее послеледниковье.

Современные (голоценовые) отложения представлены аллювиальными, озерными, озерно-аллювиальными и коллювиальными толщами, а также торфяниками. Четкая связь голоценовых образований с определенными элементами рельефа дает возможность выделить их наиболее уверенно из комплекса более древних четвертичных отложений. Отложения первой половины голоцена стают высокие поймы с относительными превышениями до 3-х м и сопряженные с ними озерные террасы. Осаками позднеголоценового времени образованы низкие (до 1–1,5 м) заболоченные озерные равнины и поймы. В депрессиях мощность современных отложений достигает 20 м и более, в горах обычно не превышает 5–10 м. Нижнеголоценовые толщи в основании сложены песками, а в своей верхней части — преимущественно суглинками и глинами.

Нижнеголоценовые аллювиальные (а IV), озерно-аллювиальные (а IV) и верхнеголоценовые аллювиальные (а IV₂), озерные (IV₂), озерно-аллювиальные (а IV₂) отложения стают соответственно высокую и низкую поймы речных долин и озерных котловин. Характерно двучленное строение разреза: верхняя часть поймы сложена тонкозернистыми, а основание — более грубообломочным материалом. В зависимости от геоморфологических условий района конкретный вещественный состав может меняться, но двучленность разреза сохраняется. В горах русловая фация представлена крупновалуночными или галечниковым аллювием, пойменная — песчано-галечниковыми отложениями. На равнинах же пойменная фация состоит из неслоистых суглинков, а русловая — из супесей и песков.

В пойменных фациях часто встречаются линзы потрепанных торфяников. Значительные поля их мощностью 1–2 м, реже 3–4 м, встречаются по низким заболоченным поймам и озерно-аллювиальным равнинам зоны депрессий. Торфяники относятся к низинному типу.

Голоценовые отложения содержат богатый спорово-пыльцевой спектр, отвечающий в целом по составу современной растительности. Для нижнеголоценовых осадков характерно некоторое «потепление» спектров, соответствующее послеледниковому климатическому оптимуму [49].

Современные нерасчлененные коллювиальные (с IV) образования формируются главным образом выше границы леса. Крупноглыбовые и щебнисто-обломочные осыпи и курумы развиты по гольцовым вершинам, нередко они встречаются и по крутым склонам глубоко врезаемых долин. Коллювий не закреплен растительностью и продвигает свое формирование в настоящее время. Мощность обычно не превышает 6–8 м. В долинах и озерных котловинах встречаются также отдельные участки нерасчлененных голоценовых аллювиальных (а IV) и озерных (I IV) отложений.

Кроме описанных на рассматриваемой территории, имеются четвертичные образования, не поддающиеся стратиграфическому расчленению. К ним относятся элювиальные (е), элювиальные и делювиальные (ed), делювиальные и делювиально-солифлюкционные (ds), аллювиально-делювиальные (ad), делювиально-пролювиальные (dp), делювиально-коллювиальные (cd) и, наконец, коллювиальные (с) накопления.

Элювиальные образования развиты на различном геологическом субстрате, мощность их обычно не превышает 10–12 м. Только элювий,

образованный на плинтовых базальтах и осадочных толщах, можно отнести к четвертичному. Эволюционные образования, возникшие за счет выветривания более древних пород, в большинстве случаев начали формироваться в дочетвертичное время и их нижний возрастной предел относится по крайней мере к неогену. Хорошие разрезы коры выветривания неогеновых базальтов вскрыты озерами на юге территории. Здесь кора выветривания мощностью более 5 м представляется ярко окрашенными глинами с сильно разрушенными обломками, количество которых возрастает вниз по разрезу. Присутствие в отдельных случаях в основании разреза, кроме бейделлита, минералов группы каолинита с незначительной примесью гидрохлорита и монтмориллонита, может указывать на несколько более раннее начало процессов корообразования. Каолинизация скорее всего происходила в условиях теплого и влажного климата неогенового периода.

Коры глинистого выветривания развиты по склонам и другим древним осадочным породам. Изучение в районе д. Славянки и Бусеевки показало сложную картину распределения по разрезам глинистых минералов — бейделлита, каолинита и гидрослюда, отражающих неоднократную смену условий физико-химического выветривания. Последнее обстоятельство позволяет предположить, что начало процессов выветривания здесь может быть еще более ранним, чем на эффузивах. В зависимости от геоморфологической обстановки глубина выветривания колеблется от 1 до 5 м. Кора выветривания такого типа известна не только на выровненных формах рельефа, но и на довольно крутых (до 15°) склонах возвышенностей.

Остатные нерасчлененные по возрасту генетические категории относятся к образованиям склонового ряда. Мощность их у подножий склонов 15—20 м, а вверх по склонам постепенно уменьшается до 5—3 м, редко, до 1,5—1 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Разнообразные и разновозрастные интрузивные и субвулканические образования составляют около 12% всей территории. Они играют большую роль в геологическом строении территории и во многом определяют характер отдельных тектонических зон и их насыщенность полезными ископаемыми.

По возрасту среди них выделены:

- 1) протерозойские габбро-нориты, амфиболиты, порфиробластовые, алескитовые, биотитовые и турмалиновые граниты, перматиты — Ханкайская зона;
- 2) раннепалеозойские интрузии — первая фаза: пироксениты, апонезиты, габбро-диориты, порфировидные биотитовые граниты; вторая фаза: двуслюдяные турмалиновые граниты — Ханкайская и Буренская зоны;
- 3) среднепалеозойские (?) субвулканические фельзит-порфиры, фельзиты, кварцевые порфиры, гранит-порфиры — Ханкайская зона;
- 4) среднепалеозойские интрузии — первая фаза: гранодиориты, микроклиновые граниты, гранит-порфиры, алиты, диабазовые порфиры; вторая фаза: габбро, габбро-диориты, биотитовые граниты, диабазовые порфиры — Ханкайская зона;
- 5) пермские субвулканические фельзиты, гранофиры, гранит-порфиры — Даубихинская зона;
- 6) пермские интрузии — пироксениты, оливиниты, серпентиниты, габбро, амфиболитизированные габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, граносиениты, граниты, лейкократовые граниты, плагиограниты, гранит-порфиры — Центральная-Сихоталинская, Самурская, Восточно-Сихоталинская, Даубихинская, Алчанская и Ханкайская зоны;
- 7) юрские (?) пироксениты, нефелиновые сиениты — Центрально-Сихоталинская зона;
- 8) позднемеовые габбро-диориты, монзонит-диориты, монзонит-гранодиориты, гранодиориты, граниты, диоритовые порфиры — все тектонические зоны, за исключением Нижне-Амурской;
- 9) раннепалеогеновые диориты, гранодиориты, граниты, гранит-порфиры, диоритовые порфиры — Восточно-Сихоталинская зона;
- 10) неогеновые субвулканические долериты, абсарокиты, лимбуриты — запад Ханкайской зоны.

Протерозойские интрузивные образования

Протерозойские интрузии развиты только в восточной части Ханкайской зоны среди метаморфических пород. Условно они могут быть разделены на три, видимо, разновозрастные группы: 1) габбро-нориты и амфиболиты, 2) порфиробластовые алескитовые, биотитовые и турмалиновые граниты, 3) перматиты.

Габбро-нориты и амфиболиты (vPR). Габбро-нориты составляют небольшие пластовые и овальной формы тела среди пород тургеневской

свиты на правобережье среднего течения р. Кедровка. Это — крупнозернистые породы, состоящие из гипертена и диопсида (30—40%), платноклаза № 38—60 (40—50%) и оливины (до 10%). По пироксену развивается биотит, оливин нередко замещен агрегатом талька и карбоната, платноклаз слабо сосорицизирован. Акцессорные минералы — апатит, сфен, магнетит. Структура пород габбровая, иногда порфиобластовая за счет развития новообразований микроклина.

Амфиболиты в басс. рр. Славовка, Одарка, Кабарга образуют небольшие пластовые или линзообразные тела площадью до 1,5 км² при мощности до 180 м. Залегают они согласно со сланцеватостью вмещающих пород тургеневской свиты или секут ее. Амфиболиты состоят из обыкновенной роговой обманки, платноклаза № 46—52, редких реликтовых зерен диопсида и чешуек красно-бурого биотита. Количество амфибола и платноклаза колеблется в широких пределах. Акцессорные минералы — сфен, апатит, магнетит. Структура пород нематогранобластовая, участками пойкилитовая.

Порфиробластовые аляскитовые, биотитовые и турмалиновые грациты (УРР). Формирование этих пород во многом связано с процессами ультраметаморфизма. Границы отдельных тел чаще всего нечеткие, расплывчатые, и различать собственно магматические и ультраметаморфические образования очень трудно. На генезис и возраст этих образований существуют разные точки зрения. Одни исследователи [4] считают их архейскими, другие [15] — среднепалеозойскими. Определения радиологического возраста, наличие в тех же районах не затронутой процессами мигматизации сланцевой свиты позднотерозойского возраста, позволяет отнести эти образования к среднему протерозою.

Порфиробластовые граниты широко распространены в среднем течении р. Кедровка, где на отдельных участках образуют массивы площадью до 50—60 км². Это очень неоднородные и неравномернозернистые породы, почти всегда в той или иной степени гнейсовидные. Состав пород непостоянен и зависит от количества новообразований микроклина, сложенного идиоморфные порфиробласты размером до 0,5—3,0 см в поперечнике, ориентированные обычно параллельно гнейсовидности пород. Преобладает андезин № 32—40, в подчиненном количестве — ортоен кварц. Почти постоянно присутствует биотит, редко гиперстен, диопсид, обыкновенная роговая обманка.

Некоторые из разновидностей пород почти нацело лишены темновесных минералов и напминают пегматитовидные граниты. В них обычно в повышенных количествах встречаются как акцессории ильменит, магнетит, ортит, циркон, апатит, сфен, оранжит и ксенотим.

Гнейсо-граниты образуют небольшие (до 3—5 км в длину) конформные и гармоничные, вытянутые в широтном и северо-западном направлениях тела в районе сел Филино, Матвеевка, Тургеневе, Орловка, Антоновка. С мармарами ружинской свиты они имеют рудный интрузивный контакт: тела гнейсо-гранитов нередко обогащены реликтами переработанных вмещающих пород. Гнейсо-граниты — это среднезернистые, серые или желтовато-серые породы, четко гнейсовидные за счет субпараллельного расположения зерен кварца, полевых шпатов и чешуек биотита. Главные минералы: микроклин (45—50%), кварц (40%), альбит-олигоклаз (20%), биотит (1—5%); вторичные: хлорит, муковит, серпентин, акцессорные: апатит, циркон, малакон, ильменит, флюорит, анатаз, рутил, сфен, гранат, лейкоксен, ситлиманит. Структура гнейсо-гранитов — гранобластовая.

Аляскитовые турмалиновые и биотитовые граниты присутствуют в виде жлообразных тел в интенсивно мигматизированных породах ружинской, матвеевской, тургеневской, нахимовской и татыновской свит.

Аляскитовые граниты среднезернистые, реже порфировидные с грабобластовой структурой, состоят из микроклина (30—40%), альбит-олигоклаза (10—25%), кварца (30—35%). Акцессорные минералы: апатит, ильменит, циркон, лейкоксен, малакон, ортит, анатаз, гранат. Около контактов с мармарами ружинской свиты в гранитах появляется монокинный пироксен ряда диопсида, а основность платноклаза увеличивается до № 32—40. В мармарах ружинской свиты около контактов с гранитами развивается воластонит.

Турмалиновые граниты отличаются от аляскитовых присутствием в составе пород редких шестоватых кристаллов черного турмалина (шерла) и пластинок муковита, нередко замещающего биотит и микроклин. **Пегматиты (УРР)** развиты в северной и восточной частях Ханкайской зоны и встречаются только в породах протерозойского возраста. Они образуют обычно серии жил, слалющихся иногда почти сплошные пог. По составу выделяются микроклинитовые и микроклин-альбитовые пегматиты [24, 170].

Микроклинитовые пегматиты Усть-Кабаргинского пегматитового поля слалются согласно со сланцеватостью или секущие жильные тела мощностью от 0,2—0,3 до 30 м. Минеральный состав непостоянен, количество кварца и микроклина колеблется от 25 до 60% объема, альбита — до 10%. Кроме них встречается черный турмалин и иногда муковит, образующий нередко крупные кристаллы. Акцессорные минералы: колумбит, малакон, оранжит.

Микроклин-альбитовые пегматиты известны в прутьевой части р. Кабарги. Это крупно- и гигантозернистые породы с блоковой и пегматитовой структурами, состоящие из кварца (30%), решетчатого микроклин-перита (60%) и идиоморфных кристаллов альбит-олигоклаза (10%). Кроме них присутствуют железистый черный турмалин, муковит, колумбит, ортит. Ю. Н. Олейник и другие исследователи [18, 122], опираясь главным образом на данные радиологических определений, считают возраст пегматитов среднепалеозойским. Однако тесная связь пегматитов с протерозойскими интенсивно мигматизированными породами позволяет более вероятно считать их возраст протерозойским.

Химические составы протерозойских интрузивных образований и данные их пересчетов на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому приведены в табл. 5.

Раннепалеозойские интрузивные образования

Раннепалеозойские интрузии выделены в пределах Ханкайской и Бурейской зон. По составу они разделяются на: 1) перидотиты, пироксениты, габбро-диориты, 2) порфиробластовые биотитовые граниты, 3) мелкозернистые двуслюдяные турмалиновые граниты.

На возраст и генезис этих образований существуют разные точки зрения. Возраст гранитов Вознесенского рудного узла одни исследователи принимают раннепалеозойским [18], другие [38] — среднепалеозойским, причем считают эти граниты наиболее поздними в составе среднепалеозойского интрузивного комплекса. Учитывая преимущественную приуроченность Вознесенских гранитов к площадям, где развиты верхнепротерозойские и кембрийские отложения, специфику полезных ископаемых с ними связанных, а также очень близкое сходство их с двуслюдяными турмалиновыми гранитами Бурейского массива, раннепалеозойский возраст которых не вызывает сомнений, возраст Вознесенских гранитов принимается раннепалеозойским. Кроме того, данные определений радиологического возраста, как самих гранитов (табл. 6), так и измененных окружающих пород вблизи гранитов, также свидетельствуют об их раннепалеозойском, вероятно, ордовикском возрасте.

Перидотиты, пироксениты, габбро (γ - νRZ_1). Небольшие (1—7 км²) трещинного типа тела серпентинизированных перидотитов, пироксенитов

Химические составы протерозойских интрузивных образований и

Название пород и место залегания проб	SiO ₂	TO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сум-ма
Оливиновый габбро-норит (р. Келровка)	45,98	0,75	19,10	2,65	6,39	0,08	10,23	10,25	1,63	1,38	0,12	—	100,44
Амфиболит (то же)	47,16	1,00	17,12	1,97	8,10	0,12	8,57	13,42	1,30	0,40	0,005	0,97	100,13
Гнейс-гранит (р. М. Кадарта и ст. Нинкентьевка)	71,32	0,16	14,86	1,30	2,38	0,21	0,24	0,38	2,84	5,12	—	0,68	100,09
Адакитовый гранит (р. Келровка)	72,40	—	14,76	0,51	0,97	0,30	1,40	3,26	3,01	—	—	0,42	99,56
То же	74,38	0,14	13,42	0,31	1,54	0,06	0,56	0,88	3,07	5,11	0,06	—	100,22
Порфино-базальтовый гранит (р. Келровка)	72,51	0,42	13,50	1,69	2,10	0,06	0,23	0,30	2,78	5,02	0,09	—	99,72
Пематит (пос. Туре-жево)	63,64	1,28	12,28	1,85	5,10	0,11	2,01	2,88	2,00	6,37	0,35	1,50	99,37
	71,84	0,05	15,22	0,88	0,21	0,014	0,59	0,42	2,91	7,94	—	—	100,074

Примечание: Анализ приведен по данным: 1, 2 — И. В. Миликиной [143], 3, 4, 8 —

и габбро известны в районе г. Спасск-Дальний и с. Дмитриевка, где расположено тальк-магнезитовое Дмитриевское м-ние.

Ю. Я. Громов и С. А. Коренбаум [4, 133] считают, что здесь имеются отдельные трещинные интрузии, сложенные измененными габбро и перидотитами, а также небольшие дифференцированные интрузии, в которых участвуют дуниты, пироксениты, габбро и анортозиты. Интрузии прорываются местами метаморфизуют эффузивно-осадочные породы Дмитриевской и меркушевской свит кембрийского возраста.

Апоперидотиты слатают три небольших тела общей площадью около 5 км² в районе пос. Востокрыбоход. Форма тел линзовидная, выклинивающаяся с глубиной, углы падения в лежачем боку линзы более пологие, чем в высшем. Стрессе тел зональное: их периферические части сложены хризотловыми серпентинитами, содержащими зерна брусита и магнезита (2—4 мм) прожилки хризотлового асбеста, ближе к центру располагаются зоны антигортит-хризотлового серпентинитов, затем антигортитовых, а в центре — тальк-магнезитовые породы. Тальк в виде вкрапленности или в сплошных мономинеральных образованиях мощностью до 5 см приурочен к зонам смятия.

Судя по реликтам структуры, по присутствию бастита и зерен хром-пиннелей, замещенных магнетитом, первичная порода была гардибури-том. Химический состав апоперидотита из Дмитриевского м-ния: SiO₂—35,72, TiO₂—0,08, Al₂O₃—1,07, Fe₂O₃—7,20, FeO—3,30, MnO—0,08, CaO—0,14, MgO—39,30, Na₂O—0,06, K₂O—0,09, P₂O₅—0,01, п. п. —13,02; сумма—100,77.

Измененными габбро сложено линзовидное тело шириной 1 км и длиной 2 км, вытянутое на СЗ. Габбро прорывают апоперидотиты и известняки Дмитриевской свиты. Составляют они из интенсивно альбитизированного и сосеритизированного плагиоклаза № 30—50, замещенного актинолитом, моноклиновым пироксеном ряда диопсида, серпентинизированного ромбического пироксена и бурой роговой обманки. Акцессорные минералы представлены хромитом, магнетитом, титаномагнетитом, пиритом, пирротинном и арсенопиритом.

Интрузия сильно измененных пород основного и ультраосновного состава площадью около 3 км² расположена в 3 км к В от пос. Восток-

рыбоход. Она приурочена к крупному разлому северо-западного направления и на отдельных участках имеет интрузивные контакты с кон-

данные их пересчета на числовые характеристики А. Н. Завацкого

Таблица 5

a	c	b	s	a'	f	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
5,6	9,9	28,0	56,5	—	29,3	61,5	9,2	64	21,8	1,3	8,1	0,6
3,5	10,0	31,0	55,5	—	31,0	47,5	21,5	84	17,4	1,6	5,8	0,3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13,4	0,9	4,2	81,5	37,5	21,8	40,7	—	48	39,6	1,1	33,3	15,0
12,7	0,3	7,5	79,5	50,5	45,2	4,3	—	46	57,7	0,4	33,3	42,3
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

А. Ф. Крамчанина [117], 5, 6, 7 — Е. П. Теликова [122].

Радиологический возраст раннепалеозойских интрузивных образований Востокского рудного района

Таблица 6

Место залегания проб	Название пород или минерала	K, %	K ⁴⁰ ·10 ⁻¹¹ , т/г	Ar ⁴⁰ ·10 ⁻¹¹ , т/г	Ar ⁴⁰ радио-ген., %	Ar ⁴⁰ K ⁴⁰	Возраст, млн. лет
Востокское м-ние, южный карьер	Бютиново-турмалино-вый гранит	3,98	1,280	48,56	69	0,0264	423
То же	Порфирит	1,00	0,334	1,22	94	0,0274	438
Кировское м-ние	Бютиновский гранит	7,73	2,732	94,31	96	0,0290	460
Вознесенское м-ние	Петматит	8,17	2,851	99,67	87	0,0286	455
То же	Порфирит	0,415	0,137	5,06	97	0,0271	433
Слоисто-фиолитовая порода	Слоисто-фиолитовая порода	7,75	2,714	94,55	88	0,0287	456
Кировское м-ние	Мусковит из грейзе-на	7,03	3,041	96,82	92	0,0316	482

Примечание: Определения сделаны в лабораториях ИГЕМ. Авторы: Н. П. Заболот-ная (№ 1—6) и П. В. Кожаров (№ 7).

гломератами меркушевской свиты. Сложена интрузия апоперидотитами, пироксенитами, разнозернистыми габбро и диоритами. Апоперидотиты приурочены к периферии интрузии, образуя полосу шириной 0,2—0,3 км, пироксениты (диаллиты), на контакте с габбро переходящие в вебериты, образуют юго-восточную часть габбро — западную и отчасти цент-ральную, а диориты и связанные с ними габбро — юго-западную части интрузии.

Изменения вмещающих пород наблюдаются только на контактах с габбро и пироксенитами. Известняки обычно перекристаллизованы, иногда в них возникают маломощные зоны скариподобных скалопит-альбитовых пород. Эффузивы широко актинолитизированы, эпидитизиро-ваны и альбитизированы, в них появляется много новообразований лейкокссена. Видно, с габбро и диоритами связаны многочисленные, мощностью не более 10 м, дайки диабазовых и диоритовых порфиритов и спессаритов.

Порфиroidовые биотитовые граниты ($\gamma_1 P_2$). В литературе эти граниты известны под названием бирибиджанских и в пределах листа слагают небольшие площади в басс. р. Самара и в хр. Добринском. Они прорывают и метаморфизуют гнейсы и сланцы союзенской и туловчинской свит, а в хр. Добринском перекрывают фаунистически охарактеризованными среднекембрийскими отложениями. Выходы гранитов площадью до 150 км² являются частями крупного массива, расположенного севернее территории листа.

Внешне это — массивные или слабо гнейсовидные породы, часто интенсивно катаклазированные, содержащие многочисленные (до 60%) порфиroidовые микроклины размером 0,5—1,5 см. В основе своей граниты состоят из кварца (20—35%), плагиоклаза № 30—34 (25—40%), мелкого решетчатого микроклина (до 10%) и биотита (5—15%). Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и др. При микроклиннизации возникают микрелиты в краевых зонах плагиоклазовых зерен и симплектиты в биотите.

На контакте гранитов с породами союзенской и туловчинской свит отмечены зоны до 1,5—2 км кристаллических сланцев, мраморов и роговиков, содержащих графит и воластонит.

С этими гранитами, по-видимому, связаны пегматитовые тела и жилы мощностью до 30 м, развитые в басс. р. Белая. В составе пегматитов: микроклин, кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит, турмалин. Редко встречаются альбитизированные пегматиты с ильменорутилом. Структура пегматитов блоковая, гранитная и графическая.

Мелко- и среднезернистые двучастные турмалиновые граниты ($\gamma_2 P_2$). В эту группу относятся граниты, слагающие несколько небольших тел в Вознесенском рудном районе.

В Буренской зоне, по данным Л. В. Эйриша (1964 г.), известно несколько небольших тел таких гранитов, полностью внедрившихся в породы союзенской и туловчинской свит. Это желтоватые и серые, средне- и мелкозернистые породы, нередко катаклазированные, состоящие из кварца (20—30%), микроклина (20—50%), плагиоклаза ряда альбит-олигоклаза (15—55%), мусковита и биотита (3—5%), турмалина (0—5%) и незначительных количеств монацита, апатита, циркона, рутита, магнетита, пирита, сфена, ортита.

В контактах с союзенской свитой граниты образуют зоны мигматизации, а несколько далее — широкую (до 1—1,5 км) погосу трафитовых и силлиманитовых кристаллических сланцев, мраморов и роговиков. По-видимому, с этими же гранитами связаны пегматиты, выявленные в басс. р. Белая. Мощность жил до 30 м. Некоторые из пегматитов несут бериллиевую тантал-ниобиевую и оловянную минерализацию.

В Ханкайской зоне граниты такого типа слагают ряд мелких тел площадью от первых сотен квадратных метров до 15 км², приуроченных к разрывным нарушениям в кембрийских осадочных отложениях (Вознесенский, Первомайский, Кировский, Чапаевский и другие массивы).

По времени формирования «вознесенские» граниты предшествуют небольшим тела основных пород гибридного характера, сложенные кварцевыми диоритами, диорит-монцитами, сенинитами, габбро-диоритами и габбро. Более поздними являются многочисленные дайки сиессертитов, диабазовых порфиритов, аплитов, гранит-порфиров, кварцевых порфиров, пегматитов и мелкозернистых гранитов.

В районе с. Вознесенка кварцевые диориты, диорит-монциты, монциты, сенинты, габбро-диориты и габбро прорывают и метаморфизуют верхнепротерозойские и кембрийские отложения и образуют массивы площадью до 8 км². Наиболее крупные из них приурочены к крупному разрыву северо-западного простирания. Общая длина зоны, в которой встречаются массивы, равна 10 км, а ширина — 1—3 км. Форма массивов обычно удлиненная, почти всегда с ответвлениями и апофизами. В пре-

делах массивов отмечены дайки аляскитовых гранитов. Непосредственный контакт габбро-диоритов с массивом «вознесенских» гранитов вскрыт в 4,5 км юго-восточнее с. Вознесенка. В контакте габбро-диориты интенсивно окварцованы, микроклинизированы, биотитизированы и хлоритизированы. Состав пород весьма изменчив как внутри отдельных массивов, так и при переходе от одного массива к другому: северо-западные массивы сложены более кислыми породами, чем юго-восточные.

Диориты — средне-, реже мелкозернистые породы, состоящие из андезина № 32—42, обыкновенной роговой обманки и небольшого количества (до 3%) биотита. Акцессорные минералы: сфен, циркон, гранат, магнетит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин. Иногда встречаются кварцевые диориты, в которых также присутствуют кварц (8—10%) и нерешетчатый микроклин (2—10%).

Габбро-диориты, по сравнению с диоритами, имеют более основную плагиоклаз (№ 48—52), содержат большее количество обыкновенной роговой обманки. Постоянно в них присутствуют диопсид и авгит.

Диорит-монциты состоят из андезина или четко зонального лабрадор-андезина и олигоклаза (до 60%), нерешетчатого микроклина (до 25%), диопсида (до 10%), роговой обманки (до 35%) и биотита (до 5%). Вторичные минералы: глаукофан, серицит, хлорит, эпидот, цоизит; акцессорные — апатит, циркон, сфен, ильменит, магнетит, пирротин.

Сенинты образованы нерешетчатым калиевым полевым шпатом (до 70%), олигоклазом № 24—26 (до 90%), диопсидом и геденбергитом (до 25%), обыкновенной роговой обманкой, глаукофаном и небольшими количествами биотита и кварца.

Габбро — весьма неоднородные породы различной зернистости, иногда даже в пределах одного образца. В их составе присутствует плагиоклаз № 52—84 (до 80%), диопсид или диопсид-авгит (до 80%), зеленая или буровато-зеленая роговая обманка (до 60%), кварц (до 10%), нерешетчатый калиевый полевой шпат, биотит. Вторичные минералы: актинолит, хлорит, эпидот, цоизит, пренил, карбонат, цеолиты; акцессорные: апатит, сфен, гранат, магнетит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, ортит. По составу различаются роговообманковые, пироксеновые и кварцевые габбро. Химические составы некоторых из этих пород приведены в табл. 7. В некоторых породах в количестве от 0,04 до 0,08% отмечены окись лития, окись циркония, фтор.

«Вознесенские» граниты, обычно приуроченные к разрывным нарушениям, прорывают и интенсивно метаморфизуют кембрийские известняки, песчаники и сланцы. Среди них выделяются: турмалиновые, биотитовые и аляскитовые граниты и, очень редко, в эндоконтактных зонах — плагиограниты типа трондлемитов и кварцевые сенинты.

Турмалиновые и биотитовые граниты обычно серые или розовато-серые, мелко- или среднезернистые породы с типичноморфнозернистой, изредка порфиroidной структурой. Состоят из микроклина (30—35%), кварца (25—40%), плагиоклаза ряда альбита и альбит-олигоклаза № 5—20 (15—25%), биотита (2—5%), турмалина (0—3%) и редких чешуек мусковита и обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы: циркон, апатит, рутит, сфен, ортит, магнетит, пирит, гранат, флюорит, касситерит. В некоторых случаях можно выделить две генерации кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз первой генерации замещается микроклином, четко решетчатым и пертитизированным, кварцем обеих генераций, биотитом и альбитом.

По химическим анализам граниты отличаются от среднего типа повышенной щелочностью и небольшими содержаниями окисей кальция и магния (табл. 7). Характерные элементы-примеси: барий, цирконий, иттрий, рубидий, фтор, олово, галлий, свинец и др.

На контакте с известняками средн. гранитов отмечены зоны трондлемитов, сложенных олигоклазом (55—65%), кварцем (15—30%), микро-

клином (3—10%), мусковитом (1—3%), флюоритом (1—3%), топазом (0—3%) и небольшими количествами циркона и магнетита.

Известняки в зоне контакта мраморизованы, скаризованы и флюоритизированы, песчаники и сланцы ороговикованы. Размеры скариновых

Химические составы раннепалеозойских образований Вознесенского массива и данные

Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	ППП	Сум- ма
Габбро	43,0	0,21	21,09	1,64	5,33	—	11,85	15,29	0,14	0,59	1,08	100,13
Диорит-монзонит	54,10	1,09	21,74	1,71	6,13	0,10	1,82	5,12	4,00	3,17	0,68	99,66
Бигитовый гранит	71,64	0,17	13,15	1,17	0,43	—	0,44	0,63	3,30	5,80	0,36	100,04
Адагестовый порфиритовый гранит	74,9	0,19	12,88	2,39	—	0,01	0,12	0,56	4,10	4,17	0,64	100,42
Турмалинодержавный гранит	70,04	0,20	15,56	1,03	1,13	0,65	0,50	1,23	3,34	5,03	0,96	99,99
Грейзенизированный гранит	72,40	0,12	15,31	0,86	0,43	—	0,84	0,92	0,79	5,80	1,28	99,63

и скариноподобных образований весьма разнообразны (от 0 до 100 м), состав их — пироксеновые, гранатовые, скаполитовые, хандродитовые, пироксен-везувиановые и другие.

С гранитами связана интенсивная грейзенизация как вмещающих пород, так и самих гранитов. В процессе грейзенизации четко выделяется два этапа [38]. Первый этап, захвативший большие площади, проявился в мусковитизации биотита, в замещении полевых шпатов кварцем и мелкочешуйчатой слюдой, в образовании небольшого количества турмалина, топаза и касситерита. Во второй этап, значительно более интенсивный, но проявленный локально, происходило основное образование руд касситерита, вольфрамит и формирование других рудных минералов. Среди грейзенов второго этапа выделяются: кварцевые, топазовые, турмалиновые, флюоритовые, кварц-топазовые, кварц-турмалиновые, флюорит-топазовые и др.

Дайковые породы, связанные с вознесенскими гранитами, представлены спессартитами, диабазовыми порфиридами, алитами, гранит-порфирами, легматитами, кварцевыми алитами, кварцевыми порфирами и мелкозернистыми гранитами.

Полезные ископаемые, приуроченные в основном к скариновым и грейзенизированным породам, представлены флюоритом, оловом, свинцом, цинком, иттрием и рубидием.

Некоторые исследователи [18, 117] к группе «вознесенских» относят сходные по составу грейзенизированные граниты других массивов Ханкайской зоны (Кабаргинский, Краснинский, Туренский и Орловский). Отсутствие сходной рудной минерализации, несколько различные составы пород и определения их радиологического возраста позволяют считать их среднепалеозойскими и относить к измененным разностям шмаковских гранитов.

Среднепалеозойские интрузивные образования

Среднепалеозойские интрузии развиты только в пределах Ханкайской зоны и представлены в основном крупными гранитными интрузиями. В их составе условно выделить две интрузивные фазы. Первая фаза — микроклиновые (шмаковские) граниты, гранодиориты

и сопровождающие их алиты, гранит-порфиры и диабазовые порфириды; вторая фаза — биотитовые (гросселевские) граниты, выделенно-кото-рых предшествовали небольшие тела габбро и габбро-диоритов и наиболее молодые диабазовые порфириды.

пересчета их на числовые характеристики А. Н. Заварицкого (М. Г. Руб [38])

Таблица 7

a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
3,4	20,3	15,3	61,0	—	23,1	57,0	19,9	67	10,6	0,2	2,1	0,2
13,6	6,4	14,3	65,7	23,8	53,2	22,3	—	66	18,6	0,9	3,8	2,1
15,2	0,9	4,8	79,1	56,3	28,2	15,5	—	46	19,2	0,3	26,9	16,9
14,6	0,7	2,9	81,9	22,2	71,1	6,6	—	60	71,0	0,2	35,1	21,0
14,3	1,4	5,9	78,4	54,6	31,8	13,6	—	50	26,8	0,2	26,8	10,2
9,8	1,1	10,2	78,9	75,0	11,6	13,4	—	17	7,7	0,1	37,1	9,0

На востоке Ханкайской зоны к первой интрузивной фазе (V₁P₂) относятся крупный Шмаковский массив, вытянутый в близмеридиональном направлении от г. Арсеньева до г. Б. Уссурия. Этими же гранитами сложено западное побережье оз. Ханка. Кроме того, микроклиновые граниты слагают массивы к СЗ от с. Решениково.

Изучение контактов с вмещающими породами, а также элементов протектоники, огромная (около 1500 км²) площадь развития гранитов позволяли бы считать эту гранитную интрузию батолитом (в понимании Х. Клоаса), но скорее всего она является асимметричным плагитским лакколлитом со сравнительно неглубоким залеганием кровли и подолы. Обилие ксенолитов в кровле интрузии свидетельствует об ее сравнительно неглубоком эрозивном срезе.

Среднепалеозойский возраст этих гранитов основан на следующих данных: 1) в микроклиновых гранитах отмечены многочисленные ксенолиты кристаллических пород протерозойского возраста; 2) граниты имеют активные контакты с породами тамбикской серии сидуринского возраста [18]; 3) на левобережье р. Арсеньева и в басс. р. Кабарга [18] микроклиновые граниты несогласно перекрыты осадочно-вулканическими образованиями дунайской свиты пермского возраста.

Микроклиновые граниты состоят из микроклинопегмита (30—60%), плагиоклаза № 13—15 (15—25%), кварца (20—40%), биотита (1—5%) и единичных зерен обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы: циркон, ефен, апатит, гранат, флюорит, турмалин, анатаз, монацит, касситерит, пирит, арсенопирит, ильменит, вторичные — серцит, хлорит, пренит, гидроокислы железа, минералы группы эпидот-пони-та. Плагиоклаз почти всегда в той или иной степени микроклинизирован. Гранодиориты, слагающие среди гранитов небольшие участки, отличаются от гранитов пониженным содержанием кварца и большим количеством темновесных минералов, особенно обыкновенной роговой обманки.

Диабазовые граниты, связанные биотитовыми гранитами постепенными переходами, распространены незначительно. Они характеризуются отсутствием или крайне незначительным содержанием темновесных минералов. Порфирированные микроклиновые граниты развиты в основном в южной и северной частях массива около контактовых зон.

Химические составы среднепалеозойских интрузивных образований приведены в табл. 8. Протерозойские сланцы на контактах с микрокли-

Химические составы среднелагезойских интрузивных образований

Название комплексов и пород	восточный блок	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	Сум-ма
Гродековский комп-лекс — габбро, габбро-диориты	2	47,69	1,30	18,00	1,82	5,92	0,09	4,86	12,50	2,83	0,72	4,01	99,74
Гродековский комп-лекс — Гранодиориты, граниты	14	69,44	0,34	15,73	1,51	1,45	0,05	0,72	2,35	3,78	3,53	0,85	99,85
Шмаковский комп-лекс — Моноклиновые граниты	30	73,57	0,17	13,57	1,29	1,37	0,05	0,50	0,68	3,34	4,80	0,53	99,87
Шмаковский комп-лекс — лейкоритовые граниты, гранит-порфириты	7	75,29	0,10	13,44	1,00	0,95	1,02	0,48	0,49	3,62	4,64	0,11	100,74

новыми гранитами в зонах шириной от 20 до 400—500 м превращены в дуэльные андалузитовые гнейсы, андалузит-биотитовые, мусковит-биотитовые, хлорит-серпичитовые и кварц-хлоритовые сланцы, тонокзернистые полимиктовые песчаники тамгинской свиты — в кварц-поглотительные сланцы с единичными зернами андалузита и силлиманита, а известняки у контакта мраморизованы. Вблизи контактов нередко встречаются инъекции кварцевой и кварц-поглотительной состава. На отдельных участках отмечена преизнизация гранитов.

Дайковые породы, связанные с микроклиновыми гранитами, представлены гранит-порфирами, алитами и диабазовыми порфиритами. Мощность их до десятков метров, длина — до 1 км. Большинство даек приурочено к разрывным нарушениям и сопровождающим их трещинам. Ко второй фазе среднелагезойских интрузивных образований относятся биотитовые («гродековские») граниты (уЗР₂), слагающие крупный (до 900 км²) Гродековский массив и небольшие тела габбро и габбро-диоритов (уВР₂).

Эти биотитовые граниты в басс. р. Кордонка прорывают и метаморфизируют силурийские отложения кордонской свиты и перекрыты барабашской свитой позднепермского возраста. В басс. р. Намичевка описаны дайки кислых эффузивов, прорывающие граниты и содержащие обломки последних [99]. На левобережье р. Мраморная, в 5 км выше устья, в туфах барабашской свиты отмечены глыбы порфировидных гранитов до 1,5 м в поперечнике [99]. В структурном отношении Гродековская интрузия, как и Шмаковская, представляет собой типичный асимметричный лакколит, погружающийся на 3, где расположены его корни.

В среднем течении р. Комиссаровка и в ряде других мест наблюдались небольшие (до 8 км²) тела габбро и габбро-диоритов, прорванных и метаморфизованных биотитовыми гранитами второй фазы.

Габбро представляют собой средне- и крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой, габбровой или пойкилитовой структурами. Состоят они из лабрадора (20—60%), биотита (20—80%), буровато-зеленой роговой обманки (10—30%), биотита. Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, просуляк, маннетит, пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин. Выделяются две разновидности — габбро пироксеновые и роговообманковые. В разностях с большим количеством роговой обманки, переходных к габбро-диоритам, иногда появляются не-много каллевого полевого шпата и кварца. Постоянные вторичные минералы — эпидот, полизит, серпичит, актинолит, хлорит. Экзоконтактовое воздействие габбро-диоритов проявлено очень слабо.

Биотитовые граниты второй фазы — серые, обычно массивные, иногда слабо пологастые породы гранитной, участками микрографической структуры. Они состоят из кварца (30%), микроклин-пертита (40%), альбит-олигоклаза и олигоклаза (25%), биотита (3—8%), иногда присутствуют роговая обманка (до 3%). Акцессорные минералы — циркон, гранат, пирит, арсенопирит, ильменит, анатаз, флюорит, монацит, касситерит, вторичные — серпичит, хлорит, гидроокиси железа, эпидот, полизит.

В басс. р. Нестерова, а также по дороге Нестерова — Прилуки, наблюдались весьма своеобразные порфирогазовые граниты. Здесь среди типичных серых «гродековских» биотитовых гранитов появляются прихотливой формы тела порфирогазовых гранитов размером до 5—6 км², постепенно переходящих в нормальные граниты. Характерным для этих гранитов является их повышенная устойчивость к выветриванию, а также присутствие новообразований микроклина в виде больших, размером до 1—2 см, таблич, переполненных пойкилитовыми включениями других минералов, и небольшого количества темно-зеленой или синевато-зеленой роговой обманки.

Контактовое воздействие гранитов второй фазы особенно интенсивно проявлено в породах кордонкинской свиты, где ширина ореола роговиков достигает 2,5 км. Около сел Новоселов и Алексеева ксенолиты кембрийских (?) известняков и сланцев подверглись скарированию и ороговению. У с. Новоселов мощность скарированных пород около 250 м, в них наблюдалась вкрапленность моллиденита. В эффузивах с известняками в зоне около 300 м шириной наблюдается переход по мере удаления от контакта диоритов и диорит-моноклинов в кварц-поглотительные сланцы и биотит-роговообманковые граниты. Песчаники и сланцы в контакте с гранитами фидитизированы, иногда преизнизированы, на отдельных участках превращены в роговики или кварц-сланцевые сланцы с турмалином, ставролитом, андалузитом и силлиманитом. Непосредственно у контакта вмещающие породы гранитизированы.

С гранитами второй фазы связаны дайки алитовидных мелкозернистых гранитов и диабазовых порфиритов мощностью до 8—10 м, длиной до 200 м.

Среднелагезойские (?) субвулканические образования (у₁Р₂З₂). Представленные фельзитами, фельзит-порфирами, кварцевыми порфирами, гранит-порфирами и сферолитовыми микрогранитами, известны в районе с. Вознесенка и к Ю от него. Они прорывают «вознесенские» граниты и отложения силурийского (?) и кембрийского возраста, образуя несколько небольших (до 1 км²), часто обильных между собой штоков и даек. Мощность даек — первые метры, длина — до 300—500 м. Наиболее крупные тела сложены обычно раскристаллизованными гранит-порфирами и кварцевыми порфирами, а дайки и мелкие штоки — разнообразными фельзитами. Центральные части интрузий, как правило, раскристаллизованы лучше.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры связаны между собой непрерывными переходами. Это массивные породы с микрогранитовой алитовой, фельзитовой или сферолитовой структурой основной массы с порфировыми выделениями (до 10—25% объема пород) кварца, плагиоклаза и микроклина. В основной массе, сложенной этими же минералами, иногда встречаются мелкие чешуйки биотита. Акцессорные минералы — циркон, рудный минерал, флюорит, турмалин, гранат, касситерит.

Фельзиты и фельзит-порфиры обдают фельзитовой или пойкилит-фельзитовой структурой и состоят из мельчайших зерен кварца и полевых шпатов, прорастающих друг друга. Встречаются редкие вроски кристаллов плагиоклаза, кварца и чешуйки серпичита и мусковита.

В фельзит-порфирах отмечены редкие порфировые выделения каиневого полевого шпата и кварца.

Сферолитовые микропорофиды состоят из кварца (20%), каиневого полевого шпата (70—80%), олигоклаз-альбита, редких чешуек мусковита и акцессорных минералов — циркона, магнетита, сфена. В некоторых случаях по породам развиваются хлорит, серпентит, гидроксиды железа.

Не исключено, что описанные выше субвулканические образования связаны со средне- или позднепалеозойским этапами активизации и имеют соответственно девонский или пермский возраст.

Пермские интрузивные образования

Пермские интрузивные образования рассматриваемой территории весьма разнообразны. Среди них выделяются следующие группы пород: 1) пироксениты, оливиниты, перидотиты; 2) габбро, амфиболитизированные габбро; 3) диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 4) граносиениты; 5) граниты, лейкократовые граниты, платиограниты, гранит-порфиры. Наиболее широко распространены породы среднего и кислого состава.

Пироксениты, оливиниты, перидотиты (сР) выявлены только в Центральном-Сихотэлинской зоне. Они образуют небольшие трещинного типа интрузии, приуроченные к Центральному шву или расположенные в непосредственной близости от него [33].

Перидотиты в виде небольших тел установлены в Савиновской группе интрузий. Здесь же встречаются небольшие (длина до 800, мощность до 100 м) дайкообразные интрузии пироксенитов, залегающие среди пермских вулканогенно-осадочных образований.

Вериты сложены моноклиновым пироксеном и оливином. По ним, путем их замещения, развиваются крупные зерна гиперстена, в результате чего нередко возникают характерные пойкилитовые структуры. В небольшом количестве присутствуют рудный минерал, хлорит, серпентин. Перидотиты всегда в той или иной степени амфиболитизированы и флогопитизированы. Химические составы перидотитов приведены в табл. 9.

Химические составы пермских интрузивных образований

Таблица 9

Название пород и местонахождение	Колич. анализ										
	SiO ₂	ТiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП
Вериты (Чугуевский и Савиновский массивы)	3	40,12	0,17	2,45	6,35	3,71	0,16	31,60	5,73	0,11	0,07
Габбро, габбро-диориты (Центрально-Сихотэлинская зона)	5	51,60	1,17	16,41	7,85	4,43	0,16	5,58	6,88	3,13	1,52
Диориты, кварцевые диориты (Центрально-Сихотэлинская зона)	6	56,40	1,02	16,44	6,61	5,10	0,22	2,40	5,39	3,80	2,00
Граносиениты (Ханкайская зона)	7	70,04	0,09	15,82	1,61	0,57	0,07	0,21	0,65	3,17	7,23
Платиограниты (Ханкайская зона)	5	71,66	0,26	14,44	2,35	1,33	1,05	0,85	1,90	3,88	2,50
Граниты (Ханкайская и Даушаньская зоны)	14	73,14	0,19	13,72	1,38	1,48	0,06	0,29	0,53	3,58	4,92
Диоритовые порфиры (Ханкайская зона)	3	49,73	1,19	17,95	2,52	7,13	0,11	5,80	8,75	2,58	1,76
											2,74
											100,26

Оливиниты отмечены в виде небольших обособлений среди перидотитов и, кроме оливина, содержат небольшое количество рудного минерала и ромбического и моноклинового пироксенов. Пироксениты — это массивные средне- или крупнозернистые породы, состоящие из диопсида и небольших количеств оливина и рудного минерала. Они всегда интенсивно амфиболитизированы и серпентинизированы.

С этими породами связаны проявления никеля, кобальта, платины. *Габбро, амфиболитизированные габбро (сР)* известны в Центрально-Сихотэлинской, Краевской и Даушаньской зонах. Форма и размеры интрузий очень разнообразны. Наиболее крупные из них (площадью до 300 км²) расположены в пределах Центрально-Сихотэлинской зоны. Они имеют вытянутую, видимо, пластобразную форму. Интрузии Даушаньской зоны обладают более сложной формой и часто образуют дайки и мелкие штоки. В Краевской зоне габбро преимущественно сохранились в виде ксенолитов среди молодых гранитов, но они также составляют небольшие штокообразные тела, рвущие среднепалеозойские граниты.

Возраст интрузий габбро определяется тем, что они в басс. рек Арсеньевка и Лятингорка прорывают отложения барабашской свиты, а в районе с. Окраинка перекрыты фаунистически охарактеризованными верхнепермскими отложениями.

Среди пород этой группы имеются роговообманковые и пироксен-роговообманковые габбро, иногда переходящие в габбро-диориты и пироксениты. Обычно это мелко- или среднезернистые, полосчатые, реже массивные породы габбрового, офитового и нандиоморфнозернистой структуры, нередко очень похожие на амфиболиты. Состав они из переменных количеств зеленой роговой обманки, плагиоклаза № 40—45 (иногда до № 65), моноклинового пироксена, реликтов зерен бурой роговой обманки. Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, рудный минерал, вторичные — актинолит, кварц, биотит, серпентин.

В контакте с габбро вмещающие породы подвержены лишь слабой перекристаллизации.

Диориты, кварцевые диориты (сР) известны только в пределах Краевской, Даушаньской и Ханкайской зон, где они составляют небольшие (0,5—5,0 км²) слабо удлиненные или изометричной формы тела среди среднепалеозойских гранитов. Породы обладают пинидоморфнозернистой, участками микропегматитовой структурой, сложены плагиоклазом № 40—45 (50—60%), роговой обманкой (25—40%), моноклиновым пироксеном (5—15%), кварцем (0—10%), калиевым полевым шпатом (0—15%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, рудный минерал, сфен; вторичные — хлорит, актинолит, эпидот, цонзит, альбит, кварц. В разностях, переходящих к габбро-диоритам, повышена основность плагиоклаза, а количество темнокрасных минералов составляет 40—50% объема породы.

Контактовые воздействия диоритов на вмещающие породы проявлены слабо и выражены в появлении небольшого количества хлорита и актинолита в зоне не дальше 10—15 м от контакта. Присутствие даже в габбро-диоритах небольшого количества кварца и каиневого полевого шпата может быть объяснено асимметрией несанкционированного воздействия более молодых гранитов пермского возраста.

Дайки, ассоциирующиеся с породами этой группы, представлены диоритовыми (нередко кварцосодержащими) и диабазовыми порфири-тами.

Граносиениты (сР) слагают довольно крупные (площадь до 220 км²) удлиненной формы тела, приуроченные, видимо, к крупным тектоническим нарушениям. Кроме граносиенитов, встречаются кварцевые сиениты и сиенит-порфиры.

Возраст интрузий определяется тем, кто они прорывают: эффузивные образования барабашской свиты и средненеогейские граниты, а сами прорваны гранитами и гранофирами позднепермского возраста.

Граносениты — плотные массивные мелко- или среднезернистые породы, иногда замотно порфировидные. Структура их — гипидноморфно-зернистая, аллотриоморфнозернистая, участками близкая к монотитовой. Они сложены олигоклазом № 18—25 (5—20%), нерешетчатым микроклином (45—60%), кварцем (15—20%), моноклиновым пироксеном (0—8%), роговой обманкой (5—10%), иногда биотитом (до 25%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, рудный минерал, вторичные — серцит, хлорит, редко карбонат. В кварцевых сенинтах, внешне очень похожих на граносениты, количество кварца заметно уменьшается (до 2—5%), а темноцветных минералов, особенно пироксена, — увеличивается.

В граносенитах Даубихинской зоны, связанных постепенными переходами с биотитовыми гранитами и кварцевыми сенинтами, резко преобладает кафельный полевой шпат (до 70%), присутствуют олигоклаз (10—15%), кварц (5—15%), субшесточная роговая обманка и биотит (в сумме 5—15%). В кварцевых сенинтах появляется моноклиновый пироксен, а общее содержание темноцветных минералов достигает 25—30%.

Контактовые изменения, связанные с выделением граносенитов, проявлены относительно слабо. Песчано-глинистые породы непосредственно у контактов превращены в кварц-биотитовые роговики и кристаллические сланцы, с удалением от контакта процессы перекристаллизации затухают и в породах наблюдаются лишь новообразования биотита, хлорита и кварца. В эффузивах барабашской свиты вблизи контактов образуются роговики, а в зоне шириной 100—150 м заметно окварцевание и развитие новообразований биотита.

Граниты, лейкогранитовые граниты (γP), плаггиограниты (pγP), гранит-порфиры (γP) образуют интрузии, состав и облик которых в разных зонах различны. На западе Ханкайской зоны преобладают мелкозернистые биотит-амфиболовые розовые граниты, плаггиограниты и гранофиры. Интрузии преимущественно трещинного типа, вытянутой формы, различных размеров — от 1—2 до 250 км². На востоке Ханкайской, а также в Центрально-Сихотэлинской и Самурской зонах преобладают средне- и крупнозернистые биотитовые, лейкогранитовые граниты и гранит-порфиры. Форма интрузий изометричная или слабо вытянутая по простиранию главных структур. Чаще всего это — штокообразные тела размером от 15—20 до 300 км², ограниченные разрывами. Их позднепермский возраст принят на том основании, что они прорывают и метаморфизуют нижне- и верхнепермские отложения. На о. Русский и п-ове Муравьев-Амурский (южнее территории листа) точно такие же граниты перекрывают базальными конгломератами нижнего триаса [38]. Возраст некоторых гранитных интрузий Даубихинской и Центрально-Сихотэлинской зон («троникские» граниты) некоторые исследователи (Ю. Н. Размахин, 1962 г., В. Н. Силантьев, 1965 г.) считают юрскими.

По составу и структурным признакам среди гранитов выделяются биотит-амфиболовые мелкозернистые граниты, лейкогранитовые граниты, средне- и крупнозернистые биотитовые граниты.

Биотит-амфиболовые и биотитовые мелкозернистые граниты представляют собой розовые или мясо-красные породы с гипидноморфнозернистой микропематитовой и гранофировой структурой. Они сложены кварцем (25—40%), нерешетчатым микроклином (50—60%), олигоклазом (10—20%), биотитом (2—5%), зеленой роговой обманкой (2—5%). Акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, магнетит, вторичные — серцит, эпидот, гидроокислы железа.

В некоторых массивах (Решетниковский, Комиссаровский) встречаются участки, сложенные лейкогранитами и иногда аллитовидными

гранитами, связанными с обычными гранитами постепенными переходами. В эндоконтактах граниты переходят в гранит-порфиры и гранофиры, имеющие иногда порфировидную структуру с гранофировой или псевдоферролитовой основной массой, а вмещающие породы ороговинены и окварцованы в зоне шириной 100—150 м. С интрузиями связаны дайки сходного с мелкозернистыми гранитами состава — гранит-порфиров, кварцевых порфиров, гранофиров.

Средне- и крупнозернистые биотитовые граниты состоят из кварца (30—35%), кафельного полевого шпата (20—45%), плаггиоклаза № 18—25 (20—45%), биотита (3—8%), единичных зерен роговой обманки. Акцессорные минералы: флюрит, циркон, ортит, ильменит, магнетит, гранат, шенлит, вторичные — кварц, хлорит, альбит, серцит. Структура — гипидноморфнозернистая, микропематитовая; в катаклазироанных гранитах — катакластическая, порфириобластическая, гетерогенная блатактакластическая. В пределах отдельных массивов иногда наблюдается переход этих гранитов в лейкогранитовые, мелкозернистые и аляски-товы.

Контактовые воздействия интрузий весьма разнообразны и интенсивны. Ширина ореолов измененных пород, составляя в среднем 0,5—1 км, иногда достигает 3 км. Характер контактовых изменений во многом зависит от состава вмещающих пород. Кремнистые породы преобразуются в микрокварциты, алгварциты и глинистые породы — в роговики, содержащие большое количество новообразований кварца, биотита, серцита, хлорита, и иногда даже переходят в кварц-слюдастые сланцы, кембрикские известняки (басс. р. Арсеньевка) — в магнетитовые скалы.

Процессы гранитизации, ведущие к преобразованию вулканотенных и, реже, осадочных и метаморфических пород, наиболее широко проявлены в зоне Центрального шва и оперяющих его разломов [16]. В результате интенсивной метасоматической переработки (альбитизации, калишпатизации, окварцевания и биотитизации) на отдельных участках возникают типичные граниты и оковые гнейсы. Отменен литологический контроль над интенсивностью и характером этих процессов. В песчаных процессах проявляются более интенсивно, чем в алгваролитах и глинистых сланцах. Дайки, связанные с этими гранитами, немногочисленны и представлены аллитами, мелкозернистыми гранитами, очень редко перлитами.

Плаггиограниты слатают несколько тел (размером 10—180 км²) удлиненной формы в Ханкайской и Самурской зонах. Это — мелко- или среднезернистые породы, отступающие от обычных биотитовых гранитов не сколько большим (иногда до 45—50%) количеством плаггиоклаза № 20—28 и сравнительно небольшим набором акцессорных минералов, представляемых апатитом, цирконом, рутилом, гранатом, шенлитом и др. Нередко плаггиограниты постепенно переходят в биотитовые граниты. Дайковый комплекс, а также метаморфизм вмещающих пород, вызванный внедрением плаггиогранитных интрузий, такие же, как и около лейкогранитов, но зоны контактовых изменений у них меньше. С описанными выше интрузиями связаны месторождения и проявления золота, олова, вольфрама, серебра, свинца и цинка.

Пермские субвулканические образования (μP) известны на севере Ханкайской зоны и прилегающей к ней части Даубихинской зоны (левобережье р. В. Уссурия). Они образуют небольшие (1—30 км²), узкие штокообразные или дайкового типа тела с крупными контактами, приуроченные к разрывам северо-восточного, реже близширотного простирания. Они прорывают породы дунайской, владивостокской и каменин-кинской свит, а сами с разрывом перекрывают верхнепермскими конгломератами улонининской свиты (Ю. И. Максименко, 1966 г.).

На севере Ханкайской зоны известно наиболее крупное близкородственного простираения тело, сложенное фельзитами, липаритовыми порфирами и кварцевыми порфитами, связанными между собой постепенными переходами. Дацитовые дайки, рассекающие все другие породы, являются более молодыми. В Даубихинской зоне небольшие тела в основном представлены гранит-порфирами, кварцевыми порфитами и фельзитами. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры — это массивные порфировые породы с микрогранитовой, микропикритовой, фельзитовой или сферолитовой основной массой. Порфировые выделения (10—20% объема породы) представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом № 18—26 и редко биотитом. Основная масса сложена кварц-кашлишатовым агрегатом, в котором изредка встречаются чешуйки биотита и хлорита и отдельные зерна эпидота, цонзита и альбит-олигоклаза. Акцессорные минералы: циркон, апатит, пирит, ильменит, лейкоксен, вторичные — энидот, серицит, хлорит, карбонат, гидроксиды железа.

Фельзиты и фельзит-порфиры представляют собой породы микропорфировой структуры с вкрапленниками калиевого полевого шпата и кварца. Липаритовые порфиры имеют порфировую, нередкоglomerопорфировую структуру с вкрапленниками (15—20% объема пород) кварца, роговой обманки и олигоклаза. Дацитовые порфиры отличаются от липаритовых более основными (№ 25—33) плагиоклазом и большим количеством (10—15%) роговой обманки.

Субвулканические интрузии вызывают контактовые изменения, выраженные в незначительном окварцевании и слабой перекристаллизации вмещающих пород в зоне шириной до 15 м. Химические составы некоторых пород приведены в табл. 10.

Химические составы пермских субвулканических образований и

Название породы и место взятия пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	N ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сум. ма
Липаритовый порфир (пр. В. Уссурия и Ма-Фельзит (там же)	77,00	0,06	13,35	0,58	0,81	0,02	0,25	0,14	3,22	4,65	0,01	0,34	100,34
Кварцевый порфир (там же)	76,72	0,05	12,17	He опр.	2,46	0,06	0,20	0,35	3,25	4,38	0,01	0,30	99,95
То же	76,22	0,05	12,03	1,12	1,01	0,04	0,22	0,14	3,52	5,27	0,02	0,54	100,22
Гранит-порфир (р. Тамга)	75,12	0,13	13,69	1,18	0,77	0,02	0,10	0,21	3,08	5,24	0,04	0,71	99,58
Дацитовый порфир (там же)	75,22	0,12	12,42	1,20	1,24	0,01	0,10	0,40	3,57	4,71	0,01	0,62	99,62
	68,78	0,24	16,72	2,30	1,58	0,05	2,82	0,56	5,56	1,62	0,04	—	100,27

Примечание: Химические анализы по данным 1—4—Ю. И. Максименко [130]; 5—

Юрские интрузивные образования

Интрузивные породы условно юрского возраста выделяются только в пределах Центрально-Сихотэалинской зоны и известны под названием кокарского интрузивного комплекса. Среди них имеются пироксениты (ω₁), нефелиновые сиедиты и сиедиты (ξ₁), сложенные несколько массивов, из которых крупными и наиболее изученными являются массивы около с. Кошаровка, в верховьях р. Шумная, в басс. рр. Малиновка и Ореховка.

Кошаровский массив прорывает и метаморфизует каменноугольные и нижнепермские толщи (самаринская и себучарская свиты). Массив вытянут на ССВ, имеет в плане грубосерповидную форму и площадь

около 3 км². По-видимому, его продолжением к ЮЗ являются небольшие выходы пироксенитов в басс. кп. Старикова, на левобережье р. Уссури. Массив представляет собой трещинную интрузию, имеющую форму асимметричного дайколита, кровля которого полого погружается на СЗ. Он сиедитов и тингуитов широтного и северо-западного простираения. Мощность даек до 2 м, длина — до 60 м.

В строении массива, кроме резко преобладающих пироксенитов, в небольшом количестве участвуют альбитовые и альбит-эпидиновые метасоматы, породы типа карбонатитов.

Пироксениты мелко-средне- и крупнозернистого сложения состоят из титанистого авита (65—90%), титаномагнетита (5—30%), апатита и сфена (до 25%), перовскита, метанита, биотита, вермикулита, роговой обманки. На периферии массива преобладают амфиболизированные пироксениты, в которых количество роговой обманки достигает 60%; в центральных частях — биотизированные разновидности.

По химическому составу (табл. 11) пироксениты Кошаровского массива отличаются от обычных пироксенитов повышенными содержаниями кремнезема, железа и титана и соответствуют якутирским. В формировании некоторых массивов существенную роль играли процессы натриевого, калиевого и кальциевого метасоматоза. В результате натриевого метасоматоза пироксениты в отдельных участках замещаются щелочной роговой обманкой и, реже, эгиринитом; калиевый метасоматоз приводит к интенсивному развитию биотита, замещающего пироксен; в результате кальциевого метасоматоза в массиве возникают участки карбонатизированных пироксенитов и карбонатных пород.

Данные пересчета их на числовые характеристики А. Н. Завацкого

Таблица 10

a	c	b	S	a'	f'	m'	n	φ	ε	Q	a/c
13,0	0,2	4,9	82,0	66,7	25,3	8,0	51	10,6	0,1	37,8	65,0
12,8	0,4	4,4	82,4	42,0	50,8	7,2	52	—	0,1	38,8	32,0
14,5	0,2	2,6	82,7	17,5	70,0	12,4	50	35,0	0,1	36,2	72,5
13,6	0,3	5,0	81,1	63,6	32,5	3,9	47	18,2	0,1	34,7	45,3

Е. Д. Касьяна [109]; 6—И. В. Мухомовой [143].

близких к карбонатитам. Последние образуют живообразные или гнездообразные тела мощностью не более 1 м. Это — буроовато-иликоричнево-желтые породы, состоящие из кальцита (60—80%), реликтов пироксена, роговой обманки, биотита, апатита, титаномагнетита и иногда небольшого количества халцедона и альбита.

Нефелиновые сиедиты (фойиты) состоят из ортоклаза (20—30%), нефелина (25—35%), альбита (10—35%), эгирина и небольшого количества вторичного биотита. Акцессорные минералы: сфен, апатит, эвдонт.

Тингуиты (в районе кп. Старикова доказан их более поздний возраст по сравнению с нефелиновыми сиедитами) представляют собой мелкозернистые породы с небольшим (10—20% объема) количеством

Таблица 11

Химические составы юрских интрузивных образований

Название породы и место взятия проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ППП	Сум-ма
<i>Кокшаровский массив</i>														
Перовскитовый пироксенит	44,88	3,26	2,26	7,16	7,74	0,17	12,60	19,54	0,61	0,06	0,01	1,10	0,58	99,90
Крупнозернистый пироксенит	40,24	4,40	2,87	9,92	9,92	0,28	12,89	17,67	0,90	0,34	0,02	—	0,58	100,03
Межзернистый пироксенит с титаномагнетитом	38,96	5,55	2,66	17,42	5,60	0,02	11,69	17,60	0,50	0,10	—	—	—	100,10
Биотитизированный пироксенит	37,63	5,40	8,17	12,80	6,63	0,11	11,53	13,12	0,06	1,81	0,05	—	3,14	100,49
Алфидантитизированный пироксенит	34,36	5,24	7,22	13,21	11,94	0,20	11,66	14,60	0,25	0,16	—	0,61	0,91	100,25
Карбонатизированный пироксенит	26,30	1,60	4,94	4,59	9,16	0,30	4,44	24,67	2,00	3,93	0,02	—	17,78	99,82
Дакритизированный пироксенит	42,17	2,86	9,36	5,40	9,16	0,22	0,43	21,63	0,83	0,07	0,53	0,56	0,12	99,84
Эгиритовый нефелиновый сиецит	58,09	0,36	22,04	2,73	1,69	0,14	0,80	0,60	8,73	3,13	—	0,10	2,04	100,45
Нефелиновый сиецит	56,38	1,58	24,90	1,02	1,06	—	0,37	1,11	8,10	4,30	—	—	1,25	100,07
Титанит	53,64	0,42	28,42	2,88	1,59	0,09	0,21	1,56	10,47	5,33	—	0,88	—	100,19
<i>Посский массив</i>														
Фойит	49,76	1,28	20,78	4,19	1,14	0,26	0,73	2,07	11,11	4,63	0,08	2,84	0,92	99,70
Албитизированный фойит	57,39	0,71	22,56	1,65	3,38	0,24	0,56	1,40	6,32	3,25	—	0,06	—	99,76

Химические анализы приведены по данным: 1, 7, 8, 10, 11, 12 — Б. Л. Замшака [39], 2, 3, 4, 6, 9 — В. В. Левинского, 1960 г., 5 — А. Т. Октябрьского, 1960 г.

порфировых выделений нефелина и полевого шпата. В их составе участвуют (среднее из 7 подсчетов): нефелин (36,8%), калиевый полевошпат (19,2%), альбит (25,6%), эгирин (17,1%), сфен (0,9%), титаномагнетит (0,1%), апатит (0,1%), эвдиалит (0,1%), прочие (0,1%). Характерными элементами-примесями для нефелинодержавших пород являются барий, стронций, циркон, иттрий, лантан, ниобий, медь, галлий, титан, марганец.

Ультраосновные и щелочные породы Кокшаровского массива вызывают амфиболитизацию вмещающих порфиров и их туфов и заметное оротовикование атевролитов, песчаников и сланцев. В связи со щелочными породами вокруг массива развита прерывистая зона фенитизации. Зона контактового щелочного метасоматоза возникла в результате замещения оротовикованных эффузивных и песчано-сланцевых пород альбитом, калиевым полевым шпатом и щелочными амфибитами и пироксенами. Ширина ореола контактово-замещенных пород вольного-восточного контакта составляет первые десятки метров, а на северо-западе массива достигает 500—1000 м. Массив сопровождается многочисленными дайками альбитофиров, альбититов и разнообразных лампрофиров.

К Кокшаровскому массиву приурочено месторождение вермикулита, связанное с гидратацией биотита в коре выветривания биотитизированных пироксенитов.

Посский массив, расположенный восточнее с. Кокшаровка, сложен нефелиновыми сиенитами и щелочными габбро. Он прорывает и метаморфизует верхнеюрские вулканиты посской свиты. Это конкордантная пластовая интрузия клиновидной формы, вытянутая на СВ и падающая на СЗ под углом 55°. Длина его — 5 км, ширина — 200—800 м.

Посские нефелиновые сиениты представляют собой массивные или трахитоидные, обычно грубозернистые породы гипидиморфнозернистой структуры, состоящие из нефелина (20—30%), альбита и калиевого полевого шпата (60—70%), зонального эгирин-авгита (10—15%) и небольшого количества арфведсонита, биотита, сфена, ильменита, титаномагнетита, циркона и апатита. Из вторичных минералов, связанных со щелочным метасоматозом присутствуют альбит, содалит, канкринит, либнерит, натролит, содалит. В измененных под влиянием более молодых гранитоидов зонах нефелиновых сиенитов отмечены новообразования альбита, серицита, мусковита, топаза, хлорита, эпидота, лейкоксена, сульфидов, кальцита, рейдандита, кварца. Элементами-примесями в них являются барий, стронций, иттрий, лантан, ниобий, медь, галлий, титан, марганец.

Контактовый метаморфизм, связанный с Посским массивом, выражен слабо. Он маскируется наложенными процессами зеленокаменного изменения, сопряженными с позднеметелловыми и раннепретитовыми гранитоидами. Только непосредственно у контакта во вмещающих породах установлена маломощная зона заката, а на расстоянии нескольких метров от контакта развиты обычные ролюки.

С нефелиновыми сиенитами Посского массива связана рассеянная редкозернистая минерализация, приуроченная к зонам альбитизации мощностью от 10 до 150 м. Такие зоны в центральных частях представлены обычно чистыми альбитами, мощность которых уменьшается с глубиной. Формирование этих зон минерализации связано с метасоматической дифференциацией нефелиновых сиенитов.

В басс. рр. Ореховка и Малиновка имеются небольшие, иногда сложной формы, штокообразные тела и дайки щелочных сиенитов, альбитовых сиенит-порфиров и альбититов, прорывающих и метаморфизующих средне-верхнекаменноугольные сланцы. Наиболее крупным из них является массив Идену.

Щелочные сиениты представляют собой средне- и грубозернистые, массивные или полосчатые породы, сложенные калиевым полевым шпатом, альбитом, лучистым или волосовидным эгирином, щелочным амфиболом, биотитом, ильменорутитом и титаномагнетитом. На отдельных участках сиениты переходят в альбититы. Альбитизация обычно сопровождается интенсивной мусковитизацией и серицитизацией, вместе с которыми появляются небольшие количества пирита и халькопирита.

Альбитовые сиенит-порфиры, являющиеся по существу интенсивно альбитизированными щелочными сиенит-порфирами, встречаются в виде маломощных дайкообразных тел. Это — лейкокраповые породы порфирового облика (выраженности альбита составляет 50—70% объема породы), основная масса которых существует альбитовая. В небольшом количестве в них присутствуют биотит, хлорит, мусковит, эпидот, апатит, титаномагнетит, очень редко встречаются микроклин и рибекит.

Альбититы — это совершенно белые породы, состоящие из альбита, апатита, ильменорутита и небольшого количества других минералов. Альбититы приурочены к широким зонам альбитизации, в которых участками сохраняются реликты обломков замещенных вмещающих пород. По всей вероятности, значительная часть альбитов представляет собой метасоматическое образование, возникшие за счет ролюков и щелочных сиенитов.

На контактах с интрузивными сланцами и аггеролитами самаркинской и туловаской свит образуют поля роговикованных пород, причем средотроговикования достигают 5 км. Роговики весьма разнообразны. Среди большой группы амфибол-пироксеновых роговиков, состоящих из альбита, волокнистых амфиболов ряда актинолит — тремолит, диопсид, эпидота, кварца, апатита, титаномангнетита, биотита, хлорита, мусковита, серпикита, карбоната, сфена, лейкокосена, щелочных амфиболов, граната, ортита, сфалерита, галенита, халькопирита, пирита и других минералов, особо выделяются альбитосодержащие амфиболовые, пироксен-эпидот-амфиболовые, пироксен-амфиболовые и пироксен-эпидотовые, иногда кварцсодержащие роговики.

На роговикованные, а также на интрузивные породы наложены процессы щелочного метасоматоза и гидротермального изменения. Наиболее интенсивные изменения приурочены к контактам с альбитами и зонами альбитизации. Щелочные метасоматиты подразделяются на щелочно-амфиболовые (редикитовые), эгириновые и эгирин-рибекитовые разновидности. На контактах альбититов с дайками диабазовых и диоритовых порфиритов нередко возникают метасоматические зоны существенно альбитовых пород с биотитом, мангнетитом, апатитом, турмалином и сульфидами. С ними связана свинцово-цинковая минерализация. Субвулканические щелочные базальтоиды известны в верховьях р. Шумная [15], а по данным Ю. П. Бидюка (1962 г.), также в бассейне р. Извилинка и Уссури. Они слатог экзотравные тела и многочисленнейшие дайки, рассекающие породы Погского массива. Часть базальтоидов является экзотравными аналогами пород погской свиты. Они генетически связаны между собой. Породы подверглись зеленокаменному изменению и потому первичный их состав не всегда определяется достоверно. Среди них установлены мончикиты, эссексит-мончикиты, тешениты и эссексит-диабазы.

В амфибол-биотитовых мончикитах порфиритовые выделения, представленные титанитом, биотитом и баркевикитом, занимают около 30% объема пород. Мончикиты состоят из титанитового авгита (30%), биотита (20%), баркевикита (10%), анальдима (20%), титаномангнетита (15%), апатита (5%), эгирина, рибекита, кальцита, хлорита, лейкокосена. В зонах изменения пород почти нацело превращены в хлорит-актинолит-кальцитовый агрегат с редкими зернами магнетита и лейкокосена.

Эссексит-диабазы, эссексит-шонкиниты и тешениты — породы порфиритового облика, характеризуются гипидиморфнозернистой или офитовой структурами. В составе их постоянно присутствуют баркевикит, титанит, авгит, основной платноклад, анальцит, калиевый полевой шпат, апатит, титаномангнетит, а из вторичных минералов — цеолиты, хлорит, эпидот, альбит, кальцит, лейкокосен.

Возраст описанных интрузивных и субвулканических образований большинства геологов считают средне-позднеюрским на следующих основаниях: 1) Кокшаровский и Погский массивы прорывают и метаморфизуют осадочно-вулканогенные верхнекаменноугольные, нижнепермские и верхнеюрские толщ; 2) в Погском массиве нефелиновые сиениты прорваны дайками щелочных базальтоидов, являющихся субвулканическими аналогами покровов верхнеюрской (?) погской свиты и, кроме того, перекрыты эффузивами доордовской свиты сенон-датского возраста; 3) определения радиологического возраста этих пород (135—160 млн. лет) соответствуют поздней и средней юре.

Позднемерзлотные интрузивные образования

Среди *позднемерзлотных интрузивных образований* выделяются четыре интрузивных комплекса (хунгарийский, татбиинский, бачедезский и приморский), несколько различных по возрасту. Эти различия (как в геологическом, так и в радиологическом возрасте) связаны, видимо, с тем, что стабилизация разных частей Сихотэ-Алинской складчатой области происходила неодновременно.

Поскольку тектонические зоны рассматриваемой территории входят в нее лишь своими небольшими частями, а отнесение отдельных интрузивных тел к какому-либо определенному интрузивному комплексу часто затруднительно, описание позднемерзлотных интрузивов приводится без разделения их на комплексы.

Среди позднемерзлотных интрузивных образований выделяются следующие группы пород: 1) пироксениты, 2) монзонит-диориты, диориты, 3) гранодиориты, 4) граниты, 5) диоритовые порфириты, 6) разнообразные дайковые образования.

Большой частью эти породы слатог крупные (до 300 км²) трещинного типа штокообразные тела с резкими и крутыми контактами. Нередко они образуют цепочки массивов, приуроченных к крупным тектоническим разрывам. Формирование их происходило в несколько фаз. Наиболее обычная последовательность внедрения такова: первая фаза — кварцевые диориты, диориты, монзонит-диориты, гранодиориты; вторая фаза — гранодиориты, граниты. Каждая из фаз сопровождается обычно комплексом даек. Для некоторых из массивов Восточно-Сихотэ-Алинской зоны установлена следующая последовательность формирования: 1) кварцевые диориты, 2) монзонит-гранодиориты, 3) разнообразных граниты, 4) дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, 5) дайки диабазов и спессартитов.

Намечаются некоторые закономерности в распределении позднемерзлотных интрузивов разного состава и строения в зависимости от их положения в той или иной тектонической зоне. В Ханкайской, Даубинской и Самурской зонах преобладают гранодиориты и граниты, а массивы обычно монотонные, без четких интрузивных фаз; в Центрально-Сихотэ-Алинской зоне доминируют биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты и диориты, массивы же, как правило, подогреты; в Восточно-Сихотэ-Алинской зоне развиты биотитовые граниты и монзонитовидные породы, почти всегда с четко выраженными фазами внедрения.

Возраст интрузивов считается позднемерзловым на основании того, что на отдельных участках они прорывают фаунистически охарактеризованные альбские и сенонан-туронские отложения, а сами (массив Арарат) перекрыты раннепалеогеновыми эффузивами.

Пироксениты (σK₂) образуют крупную (около 30 км²) платовую залежь и несколько небольших даек в среднем течении рр. Откосная и Горная. Они состоят из гиперстена, замещенного актинолитом, тремолитом и серпентинитом, и акцессорного рудного минерала. Структура пород панидиморфнозернистая. Какого-либо воздействия на вмещающие породы пироксениты не оказывают, но сами под влиянием интрузии позднемерзловых гранитов превращены в хлорит-кварцевые сланцы, переполненные новообразованиями амфиболов, платнокладов и карбоната. Позднемерзлотный возраст пироксенитов принимается условно на основании некоторого их сходства с пироксенитами, позднемерзлотной возрастной группы показан.

Диориты, диорит-монзониты (σK₂) сравнительно редко образуют самостоятельные массивы. Они встречаются в виде небольших (до 10 км²), изометричных штокообразных тел в Восточно-и Центрально-Сихотэ-Алинской зонах. Обычно эти породы образуют узкие каемки на краях однофазных массивов и отдельные небольшие участки внутри массивов.

С более кислыми породами, как правило преобладающими в строении массивов Самурский, Арабат и др.).

Диориты и кварцевые диориты состоят из зонального (№ 45—55—в центре зерен и № 25—30—в узких каемках) плагиоклаза (50—75%), обыкновенной роговой обманки (5—25%) и бурого биотита (до 10%). В небольших количествах присутствуют моноклинный пироксен, обычно замещенный актинолитом и роговой обманкой, кварц, калиевый полевой шпат. Последний обычен для кварцсодержащих пород. Акцессорные минералы: апатит, магнетит, ильменит, циркон, сфен, рутил, иногда ортит; вторичные — хлорит, актинолит, серпент, энфит, сосюртит, альбит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, участками монцитовой. Диорит-монциты отличаются от диоритов присутствием калиевого полевого шпата (до 25%), несколько большим количеством моноклинного пироксена и типично монцитовой на отдельных участках структуры.

Габбро встречаются небольшими участками среди пород диоритового ряда. В многофазных массивах габбро и диориты обычно связаны между собой постепенными переходами. Состав габбро из моноклинного пироксена, лабрадора и обыкновенной роговой обманки. Акцессорные минералы: апатит, ильменит, магнетит, сфен; вторичные — актинолит, хлорит, серпент, сосюртит. Химические составы некоторых пород приведены в табл. 12.

Контактные изменения, связанные с этими интрузиями, проявлены слабо: в зоне шириной 50—80 м наблюдаются роговики и новообразования биотита, хлорита и актинолита.

Гранодиориты, монцит-гранодиориты (уоуэ) во многих массивах резко преобладают (массивы Самурский, Синегорский, Арабат). Часто

Химические составы позднемеловых интрузивных образований

Название породы Место взятия пробы (массив)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	ППП	Сумма
Габбро (Беззев-ский)	49,16	1,00	17,63	2,54	8,66	0,11	7,05	9,38	2,52	1,15	0,07	—	1,25	100,52
Габбро-диорит (Арабатский)	55,10	0,95	15,47	4,11	5,81	0,11	4,00	7,43	2,64	3,00	0,38	—	1,29	100,29
Диорит (Даланшин-ский)	56,26	0,96	15,83	2,05	6,20	0,14	4,33	4,71	2,12	3,28	0,08	0,29	3,41	99,66
Кварцевый диорит (Арабатский)	59,74	0,76	14,42	4,75	3,77	0,17	3,71	5,35	3,28	3,27	—	—	1,13	100,33
Гранодиорит (гора Сладцевая)	69,46	0,30	15,44	0,28	2,50	0,05	1,40	2,15	3,56	3,98	—	0,10	0,67	99,89
Монцит-гранодиорит (Самур-ский)	60,55	0,65	17,56	1,50	5,16	0,11	2,10	4,97	2,90	3,99	—	0,20	—	99,69
Граносенит (Беззевский)	65,04	0,53	14,12	2,20	4,20	0,09	1,52	2,24	3,00	6,32	0,09	—	0,42	99,77
Гранит (Ламак-ский)	72,43	0,22	13,90	0,64	1,81	0,06	1,21	0,24	3,68	4,57	0,08	1,13	1,42	100,45
Гранит крупнозернистый (Ламак-ский)	74,02	0,19	13,86	1,11	1,28	0,06	0,26	0,84	3,55	4,08	—	0,34	0,75	100,34
Диоритовый порфирит (Самурский)	59,29	0,79	17,85	1,51	5,77	0,12	2,35	4,90	2,90	3,49	—	0,27	0,50	99,74
Гранит-порфир (басс. р. Бира)	76,49	0,09	12,67	0,69	0,55	0,02	0,25	0,40	3,92	4,69	0,04	0,33	0,13	100,27
Гранодиорит-порфир (басс. р. Бира)	64,67	0,67	15,82	2,49	2,62	0,06	2,18	4,00	3,38	3,25	—	0,34	0,21	99,69

Примечание. Анализ приведен по данным: 1, 2 — В. А. Гуревич, А. И. Тимошин; В. К. Путинцев (1955 г.); 6, 10 — З. В. Сидоренко (1962 г.); 11—12 — Е. В. Быковская

они связаны постепенными переходами с диоритами, диорит-монцитами и гранитами. Иногда, особенно в Восточно-Сихоталинской зоне, они образуют самостоятельные массивы.

Гранодиориты обычно среднезернистые, иногда слабо порфировидные, сложены зональным плагиоклазом № 22—48 (40—45%), кварцем (15—25%), ортоклазом или нерешетчатым микроклином (15—20%), биотитом (3—10%), обыкновенной роговой обманкой (2—8%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, магнетит, рутил, турмалин, гагатит, цитроит, ортит; вторичные — актинолит, альбит, серпент, энфит, сосюртит, хлорит, лейкоксен. В некоторых массивах Самурской и Центрально-Сихоталинской зон встречаются монцит-гранодиориты, отличающиеся от гранодиоритов присутствием более основного (до № 55) слабо зонального плагиоклаза и повышенным содержанием калиевого полевого шпата (до 30—35%), в результате чего на фоне преобладающей гипидиоморфнозернистой структуры местами наблюдается типично монцитовая. Описываемые интрузии сопровождаются дайками гранодиорит-порфиров мощностью до 25—50 м и длиной до 1,5 км.

Граниты (уоуэ), разнообразные по составу (биотит-амфиболовые, биотитовые, аляскиновые) и текстурным признакам (средне-мелко- и крупнозернистые, порфировидные, перматонидные, алитовидные), участвуют в строении многих массивов (Самурский, Арабатский, Марьяновский, Синегорский и др.). Они складывают целиком весь массив или отдельные его участки. Очень часто между ними и гранодиоритами существуют постепенные переходы. Наиболее ранними являются порфировидные и биотит-амфиболовые граниты, более поздними — крупно- и мелкозернистые биотитовые граниты.

Порфировидные биотит-амфиболовые и биотитовые граниты обычно неравномернозернистые, с выделенными калиевого полевого шпата раз-

и данные подсчета их на характеристики А. Н. Заварицкого

Таблица 12

a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	q	t	Q	a/c
7,3	8,5	26,0	58,0	—	41,3	47,0	11,7	76	63	0,9	6,9	0,9
10,4	5,2	20,0	64,4	—	46,4	34,3	19,3	57	12,0	0,8	2,8	2,0
9,8	6,0	16,1	68,1	2,2	50,2	47,6	—	50	6,2	0,9	10,6	1,6
11,8	3,6	16,6	68,0	—	45,9	37,3	16,8	61	23,9	1,3	8,8	3,3
13,5	2,5	6,6	74,4	24,4	39,9	35,7	—	58	4,3	0,4	25,3	5,4
12,5	5,9	10,4	71,2	—	61,5	35,1	3,4	53	12,2	0,9	11,5	2,1
15,5	1,6	9,4	73,5	—	62,2	26,4	11,4	42	3,9	0,5	14,4	9,7
14,5	1,4	3,5	80,6	23,0	65,4	11,6	—	55	5,1	0,2	30,8	10,4
13,2	1,0	5,2	80,6	50,6	41,8	7,6	—	56	18,2	0,1	33,9	13,2
11,8	6,1	11,8	70,3	5,4	59,6	35,0	—	56	10,8	1,0	10,9	1,9
14,7	4,6	2,1	78,6	31,4	49,7	18,9	—	56	10,1	0,1	25,3	3,2
12,2	4,5	8,8	74,5	—	53,5	42,6	3,9	61	14,3	0,8	11,3	2,7

(1966 г.): 3 — В. С. Новикова (1956 г.); 4, 7 — А. А. Асипов (1960, 1963 гг.); 5, 9 — (1953 г.).

мером до 1 см, состоит из слабо зонального платноклаза № 22—25 (35—40%), калиевого полевого шпата (25—30%), кварца (25—30%), биотита (5—6%) и обыкновенной роговой обманки (до 5%). Акцессорные минералы: ортит, циркон, турмалин, апатит, рутил, ильменит, ксенотим, редко брукит, ферросонит, вторичные — хлорит, альбит, серпентин, эпидот, кварц. Структуры пород — гиндиоморфнозернистая, аллоприоморфнозернистая, участками микропегматитовая. Биотит-амфиболовые граниты встречаются также в виде даек, как правило, прихотливой формы и больших размеров.

Крупнозернистые биотитовые граниты иногда слабо порфировидны, состоят они из кварца (30—40%), ортоклаза или нерешетчатого микроклина (35—40%), олигоклаза № 19—28 (20—25%) и биотита (3—5%). Акцессорные минералы: циркон, апатит, рутил, ильменит, ксенотим, флюорит, пирит, очень редко вольтраммит, молибденит, гагенит, брукит, ферросонит, торит. Дайки, связанные с интрузивными гранитами, представлены гранит-порфирами.

Диоритовые порфириты (δK_2) слагают небольшие (до 30 км²) массивы изометричной или удлиненной формы и многочисленные дайки мощностью до 150—200 м и длиной до 2—3 км.

Диоритовые порфириты обладают порфировой структурой. Порфирные выделения (20—45% объема пород) представлены зональным платноклазом № 40—58; роговой обманкой, реже моноклиновым пироксеном и биотитом. Основная масса сложена гиндиоморфнозернистым агрегатом платноклаза № 35—45, роговой обманки, реже моноклинового пироксена и кварца. Акцессорные минералы: апатит, ильменит, сфен, редко циркон, вторичные — актинолит, альбит, серпентин, соссурит, лейкоксен.

Дайковые породы весьма разнообразны по составу. Они могут быть объединены в две группы — кислые (гранит-апатиты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры) и основные (диабазы, различные порфириты и дампорфиры). Дайковые породы кислого состава мало чем отличаются от соответствующих туфяных пород, за исключением структурных особенностей. Дайки же диабазов и спессартитов, более поздние по времени их образования, обладают некоторым своеобразием.

Диабазы и диабазовые порфириты, как правило, очень мелкозернистые, массивные и плотные породы, почти всегда обладающие скорлуповой отдельностью. Они состоят из беспорядочно расположенных, легкот плагиоклаза № 45—80, промежуток между которыми заполнены агрегатом хлорита, альбита, авгита и ильменита. Очень редко и в небольших количествах встречаются кварц, биотит, бурая роговая обманка и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы: рутил, апатит, сфен, пирит, пирротин, вторичные — альбит, хлорит, идилинсит, серпентин, лейкоксен. Редкие порфировые выделения представлены зональным платноклазом, бурой роговой обманкой, авгитом.

Спессартиты — мелкозернистые очень плотные породы, состоящие из платноклаза № 45—60, иногда интенсивно альбитизированного, и бурозеленой обыкновенной роговой обманки. В некоторых случаях присутствуют моноклиновый пироксен, кварц и биотит. Акцессорные минералы: рутил, апатит, сфен, пирит, редко брукит и циркон; вторичные — альбит, хлорит. Структура пород панидиоморфнозернистая.

Контактные изменения вмещающих пород, особенно около гранитоидных интрузий, проявлены весьма разнообразно. Интрузии пироксенитов и диоритовых порфиритов вызывают слабую перекристаллизацию пород с новообразованием хлорита, биотита и актинолита на расстоянии, не превышающем первых десятков метров. Приконтактные ореолы вокруг гранитоидных интрузивов достигают 2—3 км в ширину, нередко значительно превышая размеры самих интрузий. При этом пес-

чано-глинистые породы изменяются сильнее, чем метаморфические сланцы или вулканогенные образования. В Восточно-Сихотэлинской зоне выявлено несколько ореолов контактово-измененных пород, связанных с воздействием еще не вскрытых эрозией интрузий.

Песчано-глинистые породы в приконтактных зонах преобразуются в агрегат, состоящий в основном из кварца и биотита и небольших количеств калиевого полевого шпата, платноклаза, серпентита и турмалина. Известняки, перекристаллизовываясь, переходят в мраморы, а на отдаленных участках преобразуются в пироксен-гранитовые, гранатовые, пироксен-скаполитовые, эпидитовые и другие скари. Около Марьяновского массива известковистые песчаники превращены в эпидот-актинолитовые и эпидот-аксинитовые скари на расстоянии 1,5—2,0 км от контактов. Более редко встречаются биотит-ставролит-андаузитовые, биотит-скалолит-кордьеритовые и хнастолит-биотит-кварцевые роговики.

С позднемеловыми гранитоидами связаны также позднеэоценовые ископаемые как оловя, вольтраммит, молибден и, вероятно, зоолито.

Раннепалеогеновые интрузивные образования

Раннепалеогеновые интрузии распространены только в Восточно-Сихотэлинской и Центрально-Сихотэлинской зонах. По составу среди них выделяются граниты (γP), гранит-порфиры (γP^p), гранодиориты ($\gamma \delta P$), гранодиорит-порфиры ($\gamma \delta P^p$), диоритовые порфириты (δP^p).

Формирование этих интрузий происходило в условиях дифференцированных движений блоков по разломам разной глубины заложения и интенсивной вулканической деятельности. Среди интрузий преобладают трещинные приповерхностные тела, представленные потоками с крутыми и несогласными контактами, часто вытянутые по простиранию разломов. Реже встречаются тела овално-вытянутой и прихотливой формы.

Интрузии прорывают и метаморфизируют ольгинскую (сенот-даг) и кузнецовскую (ранний палеоген) свиты.

Граниты и гранит-порфиры — породы порфирового или порфировидного облика со средне-или мелкозернистой основной массой. Порфирные выделения представлены альбитом и альбит-олигоклазом, калиевым полевым шпатом и редкими зернами кварца. Количество их не превышает 20—25% объема породы. Основная масса сложена гиндиоморфнозернистым агрегатом кварца, платноклаза, калиевого полевого шпата и биотита. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит. В краевых зонах массивов возникают породы типа кварцевых порфиров и фельзитов. Зона закалики всегда очень отчетлива.

Гранодиориты и гранодиорит-порфиры имеют микрогранитовую или микропегматитовую структуру, на отдельных участках гиндиоморфнозернистую и монопонитовую. Порфирные выделения представлены платноклазом, амфиболом и биотитом, реже кварцем. Основная масса пород состоит из кварца, полевого шпата и небольшого количества биотита, роговой обманки, ромбического пироксена. Акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит, сфен.

Диоритовые порфириты слагают несколько массивов площадью 12—15 км² и ряд даек мощностью до 50 м, при длине до 1—5 км (между реке Уссури и Арсеньевки в районе г. Арсеньев). В них порфировые выделения (40—70% объема породы) представляют платноклазом № 40—50, зеленой роговой обманкой и, изредка, авгитом и биотитом. Основная масса сложена беспорядочно расположенными табличками платноклаза, иногда замещаю альбитизированного, промежуток между которыми заполнены вторичными минералами и редкими зернами обыкновенной роговой обманки и авгита. В некоторых случаях в небольших количествах наблюдается кварц, биотит, калиевый полевой шпат.

Акцессорные минералы: рутил, апатит, магнетит, сфен, вторичные — хлорит, серпент, эпидот, лейкоксен, карбонат.

Большинство интрузий, особенно кислого состава, создают ореолы контактового метаморфизма шириной до 5—7 км, нередко значительно превышающие размеры самих интрузий. Кроме ороговивания в пределах контактных ореолов широко развиты процессы биотитизации, турмалинизации, окварцевания и хлоритизации. Кроме ореолов, явно выважных интрузиями в Восточно-Сихотэлинской зоне, обнаружено несколько ореолов метаморфизма, связанного, вероятно, с воздействием еще не вскрытых эрозий интрузивных тел.

Раннепалеогеновые дайки приурочены к самым массивам или к их экзоконтактовым зонам. Представлены они гранит и фельзит-порфирами, гранодиорит-порфирами и диоритовыми порфиритами. Состав даек аналогичен составу пород, слагающих массивы. С палеогеновым интрузивным магматизмом генетически связаны месторождения олова, свинца, цинка и индия, а также ртутное оруденение. В пределах рудных полей известны как доурдные дайки, так и дайки, синхронные оруденению.

Неогеновые субвулканические образования

Неогеновые субвулканические интрузии (ВН) — на рассматриваемой территории известны в Ханкайской и Бикинской зонах. Г. М. Галева [15] выделяет среди них мелкие изометричные или слабо удлиненные эструзии, трубки взрыва размером от нескольких метров до 200—450 м в поперечнике и маломощные дайки. Все они в той или иной степени связаны с разломами. Большинство эструзий и даек щелочных базальтоидов сконцентрировано между г. Лесозаводском и ст. Святино. Кроме того, силы трахибазальтов обнаружены Ю. М. Логиновым в 1953 г. в окрестностях с. Игнатьевка.

В настоящее время между городами Лесозаводск и Спасск-Дальний известно около двадцати изолированных выходов щелочных базальтоидов. Подавляющее число их залегает в кристаллических породах протерозоя, некоторые (исток р. Спассовка) — в породах триаса, другие (окрестности пос. Кировский) — в палеогеновых галечниках. По минеральному составу среди этих образований установлены лейцитовые, нефелиновые и полевошпатовые базальтоиды. В зависимости от количественных соотношений минералов здесь имеются лимбуриты, лейцит-

Химические составы неогеновых субвулканических

Название породы и местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Кимберлитоподобный пикрит (г. Лесозаводск)	39,65	2,83	16,70	11,80	2,96	0,16
Анкаратрит (гора Мезевья)	39,98	1,41	14,29	4,78	8,20	0,11
Анкаратрит — пикрит (с. Кировское)	39,20	2,05	9,80	7,15	8,00	0,17
Анкаратрит (там же)	40,64	2,71	13,13	6,20	7,86	0,23
Лимбурит (там же)	40,48	2,79	12,19	6,98	7,14	0,19
То же	43,08	2,30	13,61	5,56	6,43	0,14
Лейцитовый анкаратрит (г. Лесозаводск)	45,38	2,38	15,38	3,76	7,61	0,16
Нефелиновый базальт (с. Кировское)	40,76	2,06	17,28	7,27	4,94	0,75
Трахидорит (там же)	42,49	2,16	13,80	2,86	9,47	—
Эссекит — докрит (там же)	41,84	2,89	20,32	0,60	7,63	0,10

вые анкаратриты, пикриты и пикритовые порфириты, анкаратрит-пикриты, нефелиновые базальты, нефелиновые базальты, трахидориты и эссекит-докриты.

Лимбуриты слагают ряд мелких выходов в окрестностях пос. Кировский и ст. Шамакова, а также в виде обломков присутствуют в составе эруптивных брекчий щелочных базальтоидов. Это породы атакситового или брекчиевого облика, нередко пористые, гипокристаллической структуры. Основная масса породы состоит из почти черного стекла, в котором заключены микролиты титан-авгита и оливина, а также ксенокристаллы и сростки ксенокристаллов оливина, моноклинного и ромбического пироксена и шпинели.

Лейцитовые анкаратриты установлены в одном выходе в Лесозаводске, где они являются главной составной частью агломерата, заполняющего трубку взрыва. Они имеют тонкозернистую гипокристаллическую массу, в которой рассеяны мелкие зерна титан-авгита, лейцита, рудного минерала и единичные микролиты плагиоклаза. В тонкозернистой массе встречаются ксенокристаллы темноокрашенного амфибола и биотита, а также ксенокристаллы оливина, моноклинного ромбического пироксена, шпинели.

Пикриты и пикритовые порфириты встречаются в виде обломков в эруптивных брекчиях, выполняющих трубки взрыва. В районе Лесозаводска они заполняют тонкие (мощность 3—80 см) трещины в протерозойских гнейсах. В последнем случае они состоят из перемежающихся участков различно раскристаллизованных базальтоидов, содержащих обильные сростки кристаллов оливина, хромдиопсида, энстатита и шпинели. Структура псевдопорфировая. Основная масса породы состоит из мельчайших идиоморфных микролитов титан-авгита, нередко образующего сростки, и вулканического стекла. В ней равномерно рассеяны выкрашенность акцессорного рудного минерала, немногочисленные микрокристаллы оливина, тончайшие микролиты плагиоклаза, апатита и крохотные кристаллы энстатита.

Анкаратрит-пикриты образуют самостоятельные выходы (г. Мезевья), но главным образом развиты в виде обособлений в других разнородных базальтоидов. От обычных плагио-базальтов они отличаются обилием ксенокристаллов, представленных сростками железно-магнетитовых силикатов и брекчиевой текстурой. Сложены анкаратрит-пикриты тонкозернистой панидоморфной массой, состоящей из микролитов титан-авгита, нефелина, оливина, рудного минерала, апатита, энстатита и гиперстеновых гидрослюдов.

Образований (по Г. М. Галева [15])

Таблица 13

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	ППП	Сумма
7,41	3,21	0,42	—	0,40	—	8,75	7,14	100,43
14,11	10,92	1,40	2,80	—	—	—	2,08	100,08
14,56	10,00	2,65	0,80	1,20	0,50	1,76	2,56	100,40
11,58	10,28	3,30	0,91	0,92	0,52	0,67	1,36	100,31
8,83	11,44	4,12	0,88	1,10	0,56	1,50	1,47	99,67
12,50	9,14	3,70	0,85	0,59	0,53	1,12	0,67	100,22
5,37	7,71	4,98	1,38	0,80	—	1,70	3,29	100,10
9,42	10,48	4,64	1,63	—	—	—	1,78	100,41
13,85	9,60	1,58	2,14	—	—	—	2,45	100,40
4,07	9,09	3,80	3,57	—	—	2,60	—	99,51

Анкаратриты встречаются совместно с анкаратрит-пикритами и нефелиновыми базальтами и связаны с ними постепенными переходами.

Нефелиновые базальты известны у ст. Святино, в верховьях р. Кулешовка и в лавах Дальнереченского вулкана и всегда связаны постепенными переходами с анкаратритами и трахидолеритами. Они содержат многочисленные мелкие ксенокристаллы оливина и его сростки с моноклинным и ромбическим пироксеном. Состав пород из микрокритов титан-авгита и нефелина и небольшого количества микрокритсталлов оливина, рудного минерала, анатита и гидростод. Структура — поликристаллическая панидоморфная.

Трахидолериты образуют ряд изолированных выходов в басс. р. Уссури и встречаются в виде обособлений среди анкаратритов и нефелиновых базальтов. Это поликристаллические породы, внешне похожие на обычные платнобазальты, состоящие из титан-авгита, платноклаза, собственно калиевого полевого шпата, оливина, переменного количества анатита и акцессорного рудного минерала и апатита. Структура пород долеритовая. Количество ксенокристаллов оливина около 15% объема породы.

Экскент-долериты установлены среди выходов щелочных базальтов в 4 км севернее пос. Кировский. От трахидолеритов они отличаются отсутствием ксенокристаллов оливина и афировой долеритовой структурой.

Химические составы некоторых разновидностей щелочных базальтов приведены в табл. 13. По составу породы близки к богатым калием щелочным базальтоидам С. Манжурии, описанным А. Н. Заварикиным в 1936 г. под названием шихулинитов. Г. М. Гапеева [5] считает, что щелочные базальтоиды верхнего течения р. Уссури могут быть выделены в особую серию.

Некоторые особенности интрузивных и субвулканических образований

В пределах описанной территории выделено с некоторой долей условности несколько возрастных групп интрузивных и субвулканических образований (протерозойские, раннепалеозойские, силурийские (?) , среднепалеозойские, пермские, юрские, позднемоловые, раннепалеогеновые, неогеновые). Характер проявления и состав этих образований, формировавшихся в разное время, заметно различаются.

Протерозойские интрузивные образования распространены значительно и присутствуют в основном в пределах Ханкайской зоны среди протерозойских стратифицированных толщ. Представлены они амфиболитами, габбро-норитами и разнообразными гранитами и пегматитами. Характер залегания тел основных пород свидетельствует о формировании их в геосинклинальных условиях, что дает возможность отнести их к спилит-диабазовой формации по Ю. А. Кузнецову (1963 г.). Более кислые породы образовались, вероятно, в результате процессов ультраметаморфизма, хотя для некоторых из них (алекситы, пегматиты) не исключено и магматогенное происхождение.

С большей частью протерозойских интрузивных образований пока не связаны сколько-нибудь значительные проявления полезных ископаемых. Наибольший интерес представляют только алекситовые и пегматитовые граниты и пегматиты, с которыми в северной и западной частях Ханкайской зоны связаны многочисленные проявления редкоземельной минерализации, мусковита и керамического сырья.

Раннепалеозойские интрузии известны только в южных частях Буруинской и Ханкайской зон. Ультраосновные и большая часть основных пород формировались, видимо, в заключительные этапы геосинклинального развития позднепротерозойско-кембрийской складчатой

области. Разнообразные габброидные (основные и средние) разновидности и многочисленные мелкие интрузии гранитов возникли в инверсионный этап. Характерной чертой раннепалеозойских интрузий является их рудоносность. С ультраосновными породами связаны месторождения талька и магнезита, с гранитами — своеобразные слюдисто-флюоритовые месторождения, сопровождаемые оловянным, вольфрамовым, молибденовым, свинцовым, цинковым, редкометальным и редкоземельным оруденением. Большинство из этих металлов присутствуют в сложных комплексных рудах. В пределах Буруинской зоны раннепалеозойские граниты распространены значительно шире и составляют крупные массивы. Рудоносность их весьма незначительна, что связано, возможно, с их более глубоким эрозивным срезом, а также с иным составом вмещающих пород.

Своеобразным отражением начальных этапов формирования среднепалеозойской складчатой области, видимо, являются силурийские (?) кислые субвулканические образования, развитые на юге консолидированного массива Ханкайской зоны.

В той же жесткой структуре в среднем палеозое формировались гранитные интрузивы, в небольшом количестве габбро и кварцевые диориты, а также многочисленные дайки кислого и среднего состава. По форме эти массивы, возможно, являются асимметричными топотитами. Это подтверждается данными геофизики, судя по которым глубина распространения гранитов в центре Прокопьевского массива не превышает 1,5 км. Замеры элементов залегания первичных плоскостных структур гранитов показывают сравнительно пологие (10—40°) углы падения и разнообразную их ориентировку.

Более молодые «прокопьевские» граниты характеризуются более основным платноклазом и несколько меньшим количеством калиевого полевого шпата по сравнению со «шмаковскими», преимущественно микроклиновыми гранитами. Такое изменение состава, возможно, связано с процессами развития средне-позднепалеозойской складчатой области и отражает образование магмаподводящих разломов в пределах жесткой структуры Ханкайской зоны.

Заключительные этапы развития среднепалеозойской складчатой области нашли отражение в форме и составе пермских интрузивных образований, которые группируются в два, а местами в три комплекса или формации.

В Центральном-Сихоталинском и восточной части Даубининской зон в начальные этапы типично геосинклинального развития происходило внедрение габбро, амфиболитованных габбро и амфиболитов габбро-диабазовой формации; в заключительные этапы — основных и ультраосновных пород габбро-перидотитовой формации, с которой связаны проявления никеля, кобальта, платины.

В пределах Даубининской и Ханкайской зон в это время формируются крупные массивы гранитов и гранодиоритов, в общем согласные с простиранием структур. Несколько более поздние по времени тела трещинного типа биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов, гранодиоритов, платногранитов и граносенитов, развитые преимущественно в западной части территории, тесно связаны с субвулканическими образованиями и вулканогенными толщами пермского возраста, с которыми они образуют непрерывный ряд вулканогенно-интрузивных формаций. Весьма своеобразны субщелочные, так называемые «тройничные» граниты, расположенные по восточной окраине Ханкайской зоны в непосредственной близости от Центрального шва.

С кислыми интрузивами пермского возраста связаны золото, олово, серебро, вольфрам, свинец и цинк.

Юрские интрузивные и субвулканические образования, представленные ультраосновными, ультращелочными и щелочными породами,

практически не имеют аналогов, описанных в литературе по Дальнему Востоку. Они известны только в пределах Центрально-Сихотэалинской зоны, где их формирование происходило в условиях, близких к платформенным. В отличие от большинства массивов, формирующихся в жестких консолидированных структурах и имеющих значительные размеры и четко выраженное зональное строение, юрские интрузии характеризуются обычно малыми размерами и приурочены к крупным разрывным нарушениям.

Эти интрузии пространственно и, видимо, генетически связаны со щелочными эффузивами потсого свиты юрского возраста и могут быть отнесены к ультраосновной — щелочной формации, возникшей при активизации заметно консолидированных складчатых областей за счет разломов глубокого заложения. С юрским интрузивным магматизмом связаны проявления вермикулита, фосфора, редкоземельной минерализации.

Позднемеловые гранитоиды формировались в условиях стабилизации мезозойско-кайнозойской складчатой области и активизации окружающих ее консолидированных структур. Выделяемые некоторыми исследователями разновременные, но близкие по возрасту интрузивные серии (табигинская, хунтарийская, бачелазская, приморская), различаются в основном типами, размерами и глубиной формирования магматических тел. При этом отчетливо намечается «омолаживание» интрузивных комплексов с 3 на 2.

В пределах Самурской, западной части Ханкайской и Даубихинской зон крупные трещинные интрузии среднего и кислого состава сравнительно слабо дифференцированы, обычно они моногенны. В Центрально-Сихотэалинской зоне тела более или менее согласны со структурами вмещающих пород, глубина формирования интрузий несколько меньше, фазовые соотношения внутри отдельных массивов выражены более четко. В Восточно-Сихотэалинской зоне массивы обычно согласны, реже трещинного типа; глубина их формирования мала, фазовые соотношения внутри массивов четкие.

В соответствии с различиями в составе, типе и строении интрузивных тел, развитых в различных структурных зонах, намечаются различия и в их метаморфизме. С позднемеловыми интрузивами в Самурской зоне связано золото; с гранитоидами Ханкайской, Центрально-Сихотэалинской и Даубихинской зон — олово, вольфрам и, иногда, золото, свинец и цинк; с интрузивами Восточно-Сихотэалинской зоны — олово, свинец и цинк низкотемпературного типа.

Весьма характерна связь позднемеловых интрузий со средними и кислыми эффузивами.

Раннепалеогеновые интрузии в Восточно-Сихотэалинской зоне и в активизированной части Центрально-Сихотэалинской зоны представляют породы гранодиоритового ряда с переходами как к более кислым, так и к более основным разновидностям. Это преимущественно послескладчатые трещинного типа тела, имеющие большое петрологическое и петрохимическое сходство с палеогеновыми вулканическими образованиями. С поздними фазами этих интрузий связаны поверхностные и малых глубин месторождения олова и полиметаллических руд.

Неогеновые субвулканические образования, развитые только в западной части Ханкайской зоны, приурочены обычно к крупным разрывам и слатают разнообразные вулканические центры и дайки. Некоторым особенностям пород близкают их со щелочно-базальтоидной формацией.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение и история развития региона освещена во многих работах [5, 6, 17, 18, 21, 25, 26, 29, 40]. Рассматриваемая территория является частью Тихоокеанского подвижного пояса. На этой территории выделяются Бурейнский и Ханкайский массивы, в строении которых участвуют протерозойско-раннепалеозойский структурный комплекс, и Сихотэ-Алинскую складчатую систему, созданную средне-позднепалеозойским и позднепалеозойско-мезозойским структурными комплексами. На них были наложены палеозойский, мезозойский и кайнозойский процессы активизации (рис. 2). В строении Ханкайского и Бурейского массивов различают несколько структурных этапов. Нижний этап образован гнейсами, метаморфическими сланцами и мраморами нижнего протерозоя (ружинская, матвеевская и туловчининская свиты) и среднего протерозоя (нахимовская, табыновская и турцевская свиты). Сюда же входят довернепротерозойские основные эффузивы и табброды. Мощность свит, слогающих этап, достигает 10 км. Средний структурный этап отделен от предыдущего угловым несогласием. В Ханкайском массиве этот этап объединяет верхнепротерозойские спасскую, митрофановскую, лысогогорскую и кабаргинскую свиты, а также же нижнекембрийские прохоровскую и дмирневскую свиты общей мощностью около 5 км. В Бурейском массиве он представлен союзенской, дигурской, игиничинской и мурндавской свитами верхнего протерозоя и дождиковской и рудноносной свитами нижнего кембрия суммарной мощностью 12—13 км.

Верхний структурный этап в Бурейском массиве отсутствует, а в Ханкайском — сложен средне- и, возможно, верхнекембрийскими молассовыми толщами общей мощностью 3—4 км. От нижележащего этапа он отделен стратиграфическим и местами структурным несогласием.

Каждый массив представляет собой обособленную крупную тектоническую структуру, геологическая позиция которой еще недостаточно определена. В литературе принято их называть массивами и есть основания (особенно для Ханкайского, с В и с 3 обрамленного позднепалеозойскими складчатыми образованиями) считать, что это массивы средние.

Для данных массивов характерны как купольные, так и линейно-складчатые структуры. Первые достаточно отчетливо проявлены в Ханкайском массиве. Наиболее крупные купола — Вакский, Шмаковский и Нахимовский — имеют в поперечнике от 15—20 до 80—100 км. Ядро Вакского купола сложено нижнепротерозойскими, а периферические части — средне-, верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими образованиями. В центре купола преобладают брахиформные складки различной ориентировки, сменяющиеся к краям линейными. В Вакском куполе выделены брахиформные Матвеевская, Филлинская и Филаретовская антиклиналы, а также Невская и Ильмовская синклиналы. Преобладающее направление этих складок — широтное. Ширина их 15—20 км, длина до 30 км. Складки асимметричные: северные крылья обычно наклонены под углами 20—60°, южные — до 80°. Крылья скла-

док осложнены структурами более мелкого порядка, вплоть до дисгармоничных складок и пloyнчатости. В ядре Нахимовского купола широко развиты складки течения и волочения.

Между этими куполами располагаются крупные структуры, получившие наименование Кабаргинского и Черниговского синклинориев [18, с. 516]. В пределах Кабаргинского синклинория выделяются Ордовская и Тамгинская синклинали и Кабаргинская антиклиналь. Складки здесь имеют широкое простирание. Они отчетливо брахиформны. Длина наиболее крупной Ордовской синклинали 35 км, ширина 20 км. Углы падения крыльев обычно 30—65°, но вблизи разломов иногда пласты вертикальны (рулоносная свита на Таговской соп-

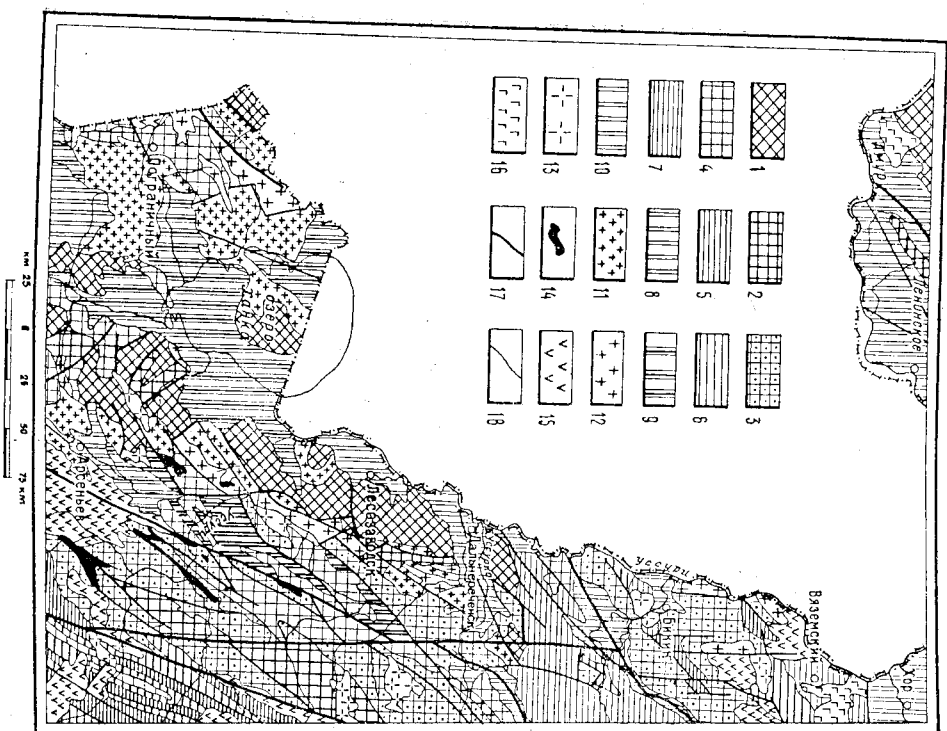


Рис. 2. Тектоническая схема территории листа L-52), (53). Составил Р. И. Соколов.

1 — протерозойско-раннепалеозойский складчатый комплекс; 2—4 — средне-позднепалеозойский складчатый комплекс; 5 — нижний этаж, 3 — средний этаж, 4 — верхний этаж; 5—7 — позднепалеозойско-мезозойский складчатый комплекс; 8 — нижний этаж, 9 — средний этаж, 10 — позднепалеозойский, 11—13 — мезозойско-кайнозойский, 14 — кайнозойский, 15 — пермский, 16 — мезозойско-кайнозойский, 17 — кайнозойский, 18 — мезозойские эффузивы, 19 — кайнозойские эффузивы, 20 — вулканические разломы, 21 — прочие разломы.

ке). Более мелкие складки — веерообразной и асимметричной формы, установлены В. С. Набродовым и др. (1965 г.) на водоразделе кт. Да-зарева и р. Рисовки. Складки имеют ширину 70—250 м. Углы падения крыльев 50—70°. Местами отмечается пloyнчатость.

Складки Татьянаовская, Спасская и другие в Черниговском синклинорие ориентированы в северо-западном направлении. Наклон крыльев 50—70°, редко до 20°. Крылья осложнены мелкими складками (шириной от 1 до 50 м), часто опрокинутыми на юв.

Иной характер складок на юге Ханкайского массива, в районе сел Вознесенка, Павловка, Брагодатное. Здесь Ю. С. Липкин, М. П. Липкина (1967 г.) выделили ряд антиклиналей и синклиналей северо-западного или близкого к меридиональному простирания. Длина складок 20—30 км, ширина от 1 до 4 км. Падение крыльев от 50 до 90°. Складки обычно асимметричны, некоторые опрокинуты на юз (Павловская антиклиналь) или на св (Брагодатская антиклиналь). Структуры осложнены складками более высокого порядка длиной 2—6 км и шириной 300—500 м, а также продолжными нальниками и поперечными свдвигами и сбросо-нальниками. Вознесенская синклиналь является главной рудоуплотняющей структурой Вознесенского рудного узла. Ю. С. Липкин [29] полагает, что окончательное формирование Ханкайского массива, возникновение тейфовых куполов и обрамляющих их линейных складок совпадает по времени с образованием молассовых толщ верхнего структурного этажа. Возможно, в это время внедрились перидотиты, метагаббро и гранитоиды типа вознесенских и формировались месторождения олова, вольфрама, флюорита Вознесенского рудного узла.

Структуры Буренского массива на рассматриваемой территории представлены узкими линейными складками меридионального простирания. Эти складки сложены протерозойскими и нижнекембрийскими толщами и так же, как и на Ханкайском массиве, прорваны палеозойскими гранитоидами.

Средне-позднепалеозойский складчатый комплекс сложен ситуррийскими, девонскими, каменноугольными и пермскими образованиями. Он участвует в строении пяти структурно-фациальных зон — Центрально-Сихотэлинской, Самурской, Тродековской, Куканской и Даубухинской. Три первых тракуются как антиклинории, а остальные, т. е. Куканская и Даубухинская, представляют собой краевые прогибы. В складчатых структурах этого комплекса выделяется три структурных этажа. Нижний этаж в Куканской прогибе сложен среднепалеозойскими глинисто-сланцевой и спилито-диабазовой формациями, а в Даубухинском (Арсеньевском) — глинисто-сланцевой, андезито-диабазовой и вулканогенно-осадочной формациями среднего девона и, возможно, синдурра. В Центрально-Сихотэлинском и Тродековском антиклинориях этот этаж представлен кремнисто-сланцевой и спилито-диабазовой формациями (сикур — девон?). Средний структурный этаж образован геосинклинальными каменноугольными и пермскими толщами. В Самурском (Стрельниковском) антиклинории эти толщи сложены кремнисто-сланцевой и терригенной формациями, в Центрально-Сихотэлинском — кремнистой и спилито-диабазовой, включающей интрузивные основные и ультраосновные породы, а в Даубухинском (Арсеньевском) прогибе — нижнепермской андезито-диабазовой формацией с подчиненным значением терригенной и карбонатной. Верхний этаж в Центрально-Сихотэлинском антиклинории сложен верхнепермскими терригенными и флишовой формациями, характерными для инверсионной стадии развития, в Даубухинском (Арсеньевском) прогибе — типарито-андезитовой, терригенной, полимиктовой (серповитной) формациями, включающими интрузии габбро-лейкоранитовой формации.

Позднепалеозойско-мезозойский складчатый комплекс развит в основном на юго-востоке и северо-востоке территории, в Восточно-Сихотэлинской, Вяземской и Алчанской зонах. Нижний структурный этаж этого комплекса представлен геосинклинальными (от конца позднепермской до юры включительно) образованиями, среди которых преобладают глинисто-сланцевая и терригенная полимиктовая формации, отчасти встречается карбонатно-терригенная (триас) и спилит-диабазовая и андезит-базальтовая формации (юра). Эти образования на отдельных участках сильно дислоцированы и прорваны интрузивными ультраосновными и щелочными породами. Следующий средний структурный этаж соответствует инверсионному этапу развития мезозойской геосинклинали. В краевых частях он четко отделен от нижележащего этажа структурным несогласием и включает в себя образования от баррема, местами, возможно, готерива, до нижнего альба. В центральных частях Восточно-Сихотэлинского синклинория граница между нижним и средним этажами из-за схождения разрезов и дислокаций проводится условно. Этаж сложен флишовой терригенной полимиктовой формацией. Верхний структурный этаж, отделенный от среднего угловым несогласием, объединяет толщи от верхнего альба до нижнего сенона включительно и соответствует орогенному этапу. Сююжен он молассовой и терригенной полимиктовой (серощелочной) формациями.

Складчатые структуры палеозоя и мезозоя, как правило, линейные, преимущественно северо-восточного простирания. В Самурской зоне наиболее крупными являются Самурская антиклиналь и Култухинская синклиналь. Длина складок до 75 км, ширина от 6 до 20 км. Углы падения крыльев от 30 до 80°. Наблюдается опрокидывание складок на СЗ. В Даубихинской зоне протяженности крупных складок — Шетухинской и Кедровской синклиналей и лесной антиклинали до 100 км при ширине 6—8 км. Наклон крыльев от 40 до 60°. Между крупными складками располагаются складки меньших размеров (до 30 км при ширине 2—6 км), а также брахиформные складки длиной до 20 км и шириной 8—10 км с падением крыльев 30—60°. В Центрально-Сихотэлинской зоне наиболее крупной является Тудовская корочатая антиклиналь протяженностью около 100 км, шириной 10—15 км. Складка разорвана меридиональным сдвигом на два блока. В ее ядре слои накладывают горизонтально или полого, не более 20°, наклон слоев на крыльях увеличивается до 40°, а на северо-западном крыле до 50—80°. Основная антиклиналь осложнена асимметричными складками шириной до 1 км. Севернее Тудовской антиклинали располагается Арданинская группа складок протяженностью 30—50 км. Складки узкие, линейные, с преобладающим наклоном осевых плоскостей на СЗ. Падение крыльев — до 30—80°. Более мелкие складки отгибаются лишь размерами.

В Восточно-Сихотэлинской зоне выделяются Погорская и Тумбайпинская синклинали и Ямцзская и Перевалянская антиклинали. Складки линейные прямые или опрокинутые на ЮВ. Длина Погорской синклинали более 100 км, остальных складок — 20—30 км при ширине от 4 до 14 км, падение крыльев 50—70°. Характерно развитие линейных складок более мелкого порядка, иногда изоглиняльных или опрокинутых на СЗ. Изредка наблюдается дихотомия складок.

В Алчанской зоне наблюдаются только фрагменты структур, полученных наименованием Сиганской антиклинали и Сиганской и Зарубинской синклиналей. Складки брахиформные, с пологими сводами и выложенными днищами, с углами наклона крыльев обычно до 30°.

На территории устанавливаются четыре эпохи активизации, по-разному проявившиеся в различных тектонических структурах.

Среднепалеозойская активизация отчетливо установлена только на Ханкайском массиве, в результате здесь формировались батолито-

добные интрузии шмаковских и гродсковских гранитов, существенно изменившие план ранее существовавших древних структур. Эта активизация связана с заложением средне-позднепалеозойской геосинклинали на восточной окраине Ханкайского массива.

Процессы позднепалеозойско-раннемезозойской активизации в Даубихинской зоне выразились в возобновлении седиментации в узком прогибе и в затоплении его морскими карбонатно-терригенными позднепермскими и триасовыми отложениями, а в Алчанской зоне также и угленосными осадками.

Более четко проявилась мезозойская активизация от баррема до турона включительно. Она связана с инверсионным и орогенным этапами развития позднепалеозойско-мезозойской складчатости и представлена двумя группами формаций. Терригенная полимиктовая (серощелочная) и угленосная формации выполняют наложенные впадины на Ханкайском и Буренском массивах, а альбо-сеноманская андезит-диабазовая формация (алчанская свята) формировалась в Алчанском прогибе. С более поздними этапами активизации, отражающими орогенный этап развития соседней Сихотэ-Алинской складчатой области, связана формирование на поднятиях липаритовой формации и в виде-не сложного комплекса гранитов.

Активизация в палеогене и неогене обусловлена появлением нескольких типов формаций. Во внутритерридных и приразломных впадинах образуются угленосная, терригенная полимиктовая (серощелочная), молассовая и базальтовая формации; на поднятиях — андезит-липаритовая. Самостоятельную формацию, составляющую вулканическое плато, образуют неогеновые базальты.

Новейшие движения в известной мере развивались унаследованно. Для кристаллических массивов, начавших испытывать с конца мела погружение, в неокоттонический этап также характерны опускания (в значительной мере компенсированные кайнозойским осадконакоплением).

Для вулканогенных образований, возникших в результате палеозойских, мезозойских и кайнозойских процессов активизации, характерны брахиформные пологие складки с углами падения крыльев до 5—10°. Только вблизи нарушений наклон слоев достигает 30° и более. Мезозойские и кайнозойские вулканогенные толщи, выходящие впадинами, загибаются горизонтально или с наклоном в 1—5° в прибортовых частях. Как правило, крутые углы падения характерны для складок наиболее древних впадин. Максимальные глубины впадин различны: 150 м — в Лезаводской; 300—500 м — в Вяземской, Шмаковской; 750—900 м — в Гоголевской. Наибольшие глубины в 1600—2000 м установлены в Нижне-Быкинской, Хорской и Амуро-Сунгарийской впадинах.

Зоны палеозойских и мезозойских структур характеризуются преимущественно неотектоническими поднятиями. Относительные погружения часто совпадают с окантинными прогибами (Алчанский прогиб). Правда, нельзя говорить о полной унаследованности неотектонических движений. Для Сихотэ-Алины в новейший этап тектонического развития характерно разрастание поднятий, сопровождающееся, как подчеркивает П. Н. Кропоткин [25], смещением к В осей максимальных воздыманий земной коры.

Роль дизъюнктивных нарушений в обособлении морфоструктур рассматриваемой территории трудно переоценить. Почти все крупные торные массивы и внутритерридные впадины ограничены разломами. Большинство молодых разломов относится к категории долговязущих, унаследованных от более древних эпох.

Самостоятельными структурами являются глубинные разломы или структурные швы, разграничивающие отдельные зоны или пересекаю-

шие их на большом протяжении. К ним относятся Центральный Сихотэ-Алинский, Даубихинский (Арсеньевский), Западный Сихотэ-Алинский, Западно-Приморский, Ачанский и Куканский. Кроме того, имеется ряд крупных региональных разломов.

Центральный Сихотэ-Алинский глубинный разлом, разделяющий Центральный Сихотэ-Алинский антиклинорий и Восточно-Сихотэ-Алинский синклинорий, впервые выделен Н. А. Беляевским и Ю. Я. Грозовым [4] и детально изучен Б. А. Ивановым в 1967—1970 гг. По отношению к складчатым структурам он располагается под углом до 20°, но прилегающие к нему с В складки почти параллельны ему. В верхнем течении р. Журавлевка вблизи разлома пермские и меловые толщи образуют серию сжатых, круто падающих на ЮВ складок шириной до 2 км и длиной в десятки километров. Глубинный разлом шириной в несколько километров состоит из серии параллельных или сложной разветвляющихся более мелких разломов, сопровождающихся брекчиями, милонитами и ультрамилонитами. Разломы обычно вертикальны и прямолинейны. В верховьях р. Шумная они плавно изогнуты и наклонены под углами 50—70° к В.

По данным В. А. Иванова, глубинный разлом имеет свитовый характер, притом восточный блок относительно западного смещен на С до 100 км. График аномалий тяжести в редукции Буге по профилю р. Уссури — р. Зеркальная показывает плавное уменьшение значений гравитационного поля с небольшим порогом в зоне разлома, а магнитные аномалии вблизи него вытянуты на СВ.

Время заложения разлома Б. А. Иванов относит к юре. Н. А. Беляевский, Ю. Я. Грозов [4] и И. И. Берсенева [6] к триасу. Однако анализ геологических данных показывает, что его формирование происходило длительно. Отдельные отрезки разлома возникли в среднем карбоне; в ранней перми к нему было приурочено внедрение ультраосновных пород. В поздней перми, позднее между и палеогене по разлому изливались кислые и средние эффузивы и внедрялись гранитоиды, а в юре — щелочные базальтоиды и щелочные интрузии.

Даубихинский (Арсеньевский) глубинный разлом выделен Н. А. Беляевским [5] и в дальнейшем изучался А. И. Бурдз, Л. А. Неволин [9], В. Н. Силантьевым (1965 г.) и др. По нему сочленяется структура Центрального Сихотэ-Алинского антиклинория и Даубихинского (Арсеньевского) прогиба. Разлом хорошо выражен в рельефе и представлен серией сближенных нарушений, вдоль которых наблюдаются зоны милонитизации, расщепления и дробления шириной до 2 км. Плоскости этих нарушений наклонены преимущественно на ЮВ под углами от 25 до 80°. А. И. Бурдз [9] считает разлом левосторонним взбросо-сдвигом с горизонтальным перемещением до 10 км и вертикальным 3—4 км. И. И. Берсенева [18] рассматривает его как надвиг с горизонтальным смещением к СВ на 20—25 км. История его развития четко прослеживается с раннего карбона, когда он разграничивал Ханкайский массив и область палеозойской геосинклинали. На длительность существования разлома указывает приуроченность к нему пермского и мелового мамматизма и формирование вдоль него палеогеновых и неогеновых впадин.

Западный Сихотэ-Алинский глубинный разлом, выделенный Н. А. Беляевским в 1955 г., является границей между Даубихинским (Арсеньевским) прогибом и Ханкайским массивом. На значительном протяжении Западный Сихотэ-Алинский разлом залегает пермскими и меловыми гранитоидами или перекрыт эффузивами. Амплитуды вертикального смещения по разлому колеблется от 300 до 1200 м. В правостороннем поле он отражен линейно вытянутыми отрицательными аномалиями силы тяжести, приуроченными часто к интрузиям. Время заложения данного разлома определяется серединой ранней перми — пе-

риодом инверсионных движений в палеозойской геосинклинали. Значительные перемещения по нему происходили и в начале поздней перми, в период формирования Даубихинского (Арсеньевского) прогиба. В мету и в палеогене вдоль разлома образовывались континентальные впадины. Возможно, с активизацией разлома в неогене связаны извержения щелочных вулканических продуктов.

Западно-Приморский глубинный разлом служит западной границей Ханкайского массива. Впервые он установлен Н. А. Беляевским [5]. На местности он представляет собой зону нарушений мощностью до 50 м и более, наклоненную под углом 60—80° на ЮВ. Местами зона дробления, буднижа и катаклаза залегает дайками гранитов, аплитов, диоритов и жилами кварца. Вблизи разлома осадочные породы образуют скалты, крутые и опрокинутые складки.

Ачанский глубинный разлом, отделяющий Ачанский прогиб от Самурского антиклинория, изучен К. М. Худолем, В. Я. Чернышом и Ф. Р. Лихтом. На значительном протяжении он перекрыт верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями.

Куканский глубинный разлом на рассматриваемой территории также скрыт под мощным чехлом кайнозойских и четвертичных отложений и прослеживается только по геофизическим данным.

Меридиональный разлом, выделенный В. Н. Силантьевым [42], прослежен на 200 км. Ширина зоны брекчированных, трещиноватых, развильчатых и милонитизированных пород от сотен метров до 3 км, а общая ширина сопряженных разломов в басс. р. Б. Силан, Улинка и Вира достигает 7—15 км. Здесь вдоль разлома отдельные блоки перемещены на расстояние до 7 км. Разлом определяется как левосторонний сдвиг с горизонтальным смещением 35—37 км. Сдвиговые перемещения происходили в позднемеловую эпоху, после накопления эффузивов и внедрения гранитов. На неогеновые подвижки указывают смещения отложений в Ореховской впадине. В геофизических полях сдвиг не отражается.

Иманский (Дальнереческий) разлом расположен на севере Ханкайского массива и представлен зоной сближенных разрывов общей шириной до 20 км. Подчеркивается параллельным расположением изомал. Разлом на значительном протяжении скрыт под молодыми отложениями и недостаточно изучен.

Среди более мелких нарушений преобладают северо-восточные и отчасти северо-западные разломы, а широтные и меридиональные имеют подчиненное распространение. Среди разломов доминируют сбросы, взбросы и сбросо-сдвиги. Навыты установлены только в единичных случаях. Время заложения отдельных разломов определяется с трудом.

Северо-восточные разломы наиболее широко распространены в Даубихинской, Центрально-Сихотэ-Алинской и Восточно-Сихотэ-Алинской зонах. Они, как правило, согласны с генеральным направлением складчатых структур и располагаются на крыльях складок и, реже, в осевых частях. Протяженность разломов — несколько десятков километров. Они фиксируются зонами брекчирования, расщепления и милонитизации. Некоторые разрывы сопровождаются кварцевыми жилами и дайками аплитов, фельзитов, гранит-порфиров и диоритовых порфиритов. Ширина зон от нескольких до 200 м. Вертикальные перемещения по разломам до 2 км, горизонтальные — в пределах первых сотен метров. Углы падения сместителей от 60° до вертикальных. В Даубихинской зоне большинство разрывов в магнитном поле отражается узкими протяженными положительными аномалиями. В басс. р. Белая (Буренская зона) породы соизмененной свиты наведены на маркеры интрузивной свиты по плоскости, падающей под углом 30—40°. Амплитуда перемещения около 1 км. Возраст навыва — поздний протерозой.

Сбросы, сбросо-сдвиги и сдвиги северо-западного направления из-вестны во всех зонах; обычно это — крутые разрывы. Наиболее крупные из них с амплитудой перемещения в 1—1,5 км установлены И. В. Минкиной и Е. П. Колесниковым (1963 г.) в районе д. Матвеев-ка и в среднем течении р. Кабарга, где они контролируются зоной брек-чин, состоящих из глыб мраморов размером до 1 м, сцементированных турмалиновыми гранитами и порфиритами.

В Ханкайской зоне широко развиты надвиги северо-западного простирания. Особенно четко они проявлены в Спасском и Вознесен-ском районах, где, как правило, располагаются параллельно складча-тым структурам. Наиболее крупными являются Спасский, Централь-ный, Вознесенский и Ярославский надвиги, приуроченные к антикли-нальным складкам. Они контролируются зонами миоэпитазации и дробления шириной до 400 м; иногда имеют сложное чешуйчатое строе-ние (Центральный надвиг). Плоскости надвигов, от почти горизонталь-ных до 60° чаще всего наклонены на ЮЗ. Амплитуда перемещения достигает 3—3,5 км. Возраст надвигов считается допалеозойским.

Широтные и близширотные надвиги также широко распростра-нены в Ханкайском массиве. Они являются наиболее древними. Некото-рые из них секут среднепалеозойские «шмаковские» граниты, и хоро-шо устанавливаются геофизическими методами. Наиболее крупные разрывы этого направления известны в районе с. Матвеевка, в долине р. Кабарга, в районе с. Туренево, у д. Митрофановка и Маго-Петров-ка. Плоскости надвигов падают в северных румбах под углами до 35°, перемещения по ним, по данным А. Ф. Крамчанина и В. П. Поды (1961 г.), достигают 500 м.

Разрывы в басс. р. Кабарги входят в зону близширотного сдвига, установленного В. В. Соловьевым при геоморфологическом картиро-вании Сихотэ-Алиня. Зона этого сдвига пересекает Сихотэ-Алинь и уходит на 3 южнее г. Лесозаводска. По морфоструктурным элементам амплитуда сдвига составляет 36 км. Аналогичные зоны близширотных нарушений намечаются по широте г. Дальнереченск и пос. Агчан.

Меридиональные разрывы в Ханкайском массиве самые молодые. Наиболее крупным, по данным Ю. Н. Размахина (1964 г.) и Е. Д. Казьяна (1964 г.), является Среднеханкайский, который сопро-вождается зонами дробления, диафорированными и миоэпитазирова-ными породами и в гравитационном поле отражается локальными ано-малиями меридионального направления. Разлом является сбросо-сдви-гом, по которому восточный блок опущен и передвинут к С на 20—30 км.

Геофизическое поле территории описано Р. Г. Кулиничем [26], а также Ю. М. Антоновым и М. А. Добиным (1959 г.). Гравитационное поле неоднородно. Ханкайский массив характеризуется общими, новы-шенным по отношению к соседним районам полем силы тяжести с от-дельными максимумами и минимумами различной конфигурации, что создает мозаичную структуру. Наиболее обширные поля положительных аномалий расположены на выходах древних кристаллических пород в районах городов Дальнереченск, Лесозаводск и Спасск-Дальний. Юж-нее этих пунктов отмечаются поля более или менее изометричной фо-рмы, что, возможно, связано с куполовидными структурами [29]. В це-лом же, особенно на юге, намечается общая северо-восточная ориентир-ровка крупных аномальных полей и постепенное к В понижение зна-чений аномального поля. Эти данные хорошо согласуются с представ-лениями о возможном присутствии древних пород массива в основании Даубихинской и Центрально-Сихотэалинской зон.

Рассмотрение гравитационного поля Даубихинской зоны показы-вает, что на участке водораздела рек Малиновка и Б. Уссурка и в Ал-

чанской зоне можно предположить наличие приподнятых блоков фун-дамента. Высокие значения силы тяжести на водоразделе рек Малинов-ка и Б. Уссурка, возможно, связаны с широко распространенными здесь субвулканическими интрузиями, по-видимому, перескоку возра-ста. По гравиметрическим данным, этот блок отчетливо отделен от со-седних разломами.

Гравитационное поле Центрально-Сихотэалинской зоны, особенно в западной части, похоже на поле Даубихинской зоны. Лишь к В на-блюдается постепенный переход от положительных значений силы тя-жести к отрицательным. Отсутствие четкой линейной ориентировки гра-витационных аномалий не увязывается с линейно вытянутыми геологи-ческими структурами. В связи с этим интересны расчеты Р. Г. Кули-ничя, показавшие, что мощность всех осадочных толщ Центрально-Си-хотэалинской зоны, вычисленная по плотности пород, составляет всего 3—5 км, тогда как мощность только палеозойских толщ здесь 13—15 км. На этом основании делается вывод о возможном присутствии

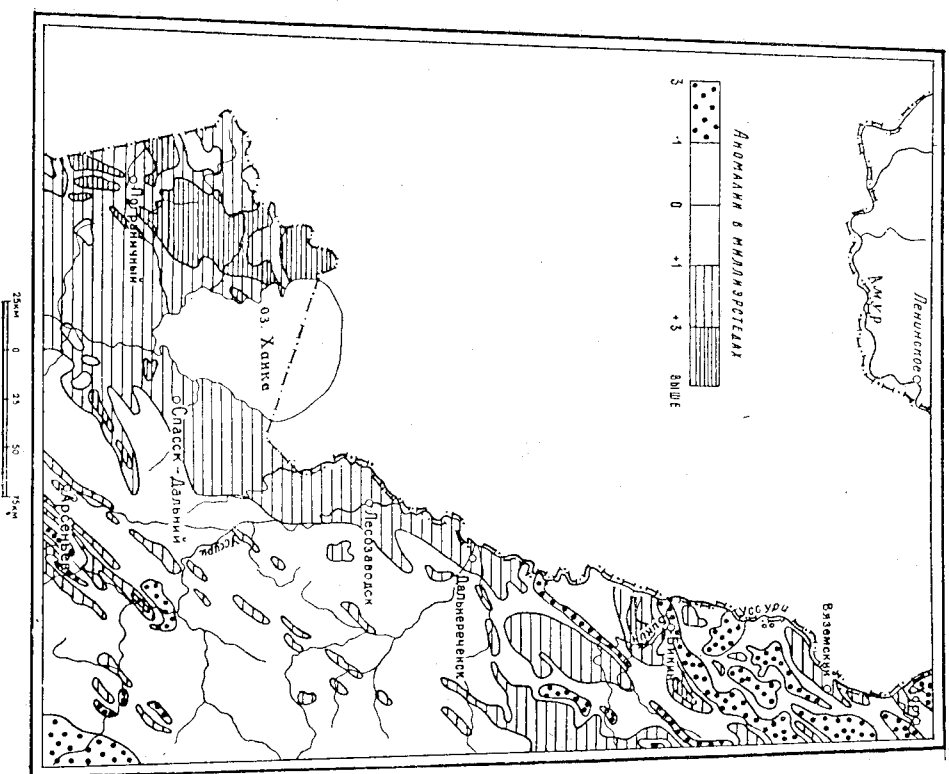


Рис. 3. Схема основных элементов магнитного поля. По материалам Ю. М. Ан-тонова.

в этой зоне пород кристаллического фундамента или о сильном метаморфизме пород палеозоя, начиная с глубины 5 км.

Наиболее интересен в Центрально-Сихотэалинской зоне Наумовский максимум, который характеризуется широким простиранием и, по мнению Р. Г. Кулинина, близок по характеру к палеозойскому метаморфическому блоку. Выныкший по геофизическим характеристикам блока широкое простирание достигается и севернее басс. р. Б. Уссурия. Предполагается Р. Г. Кулининым достаточно хорошо согласуется с геологическими данными, которые позволяют предполагать на этом участке крупный разлом близширотного простирания, влиявший, по крайней мере с середины карбона, на распределение фаций и мощностей. Вероятно, с крупной структурной линией северо-западного направления, прослеживающейся по трайтанционным ступеням от устья р. Арсеньевка до зал. Ольги, связаны предполагаемые выходы метаморфического комплекса между пос. Яковлевка и Кокшаровка. Эта структурная линия также имела большое значение в ходе развития геосинклинали как в палеозое, так и мезозое.

Трайтанционное поле Восточно-Сихотэалинской зоны характеризуется преимущественно отрицательными аномалиями, которые отражают глубину погружения мезозойских, а возможно, и палеозойских толщ.

Региональное магнитное поле относительно простое (рис. 3). Если Ханкайский массив характеризуется в целом положительным магнитным полем, то на востоке намечается постепенное уменьшение значений магнитных аномалий. Минимальные поля совпадают с областью преимущественного развития мезозойских толщ. Отдельные крупные положительные магнитные аномалии в Ханкайской, Даубихинской и Центрально-Сихотэалинской зонах, как правило, приурочены к выходам ультраосновных и основных интрузий. Крупные разрывные структуры практически не отражаются в магнитном поле.

Мощность земной коры в Ханкайской и Даубихинской зонах и западной части Центрально-Сихотэалинской и примыкающих к ней частях Центрально-Сихотэалинской зоны — 33—38 км. К В мощность коры сокращается до 25 км.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

На описываемой территории развиты различные геоморфологические категории, от горных сооружений Сихотэ-Алиня и отрогов Хинган до обширных аккумулятивных равнин межотрожных депрессий. Распределение основных геоморфологических элементов контролируется геологическими структурами, которые в значительной мере предопределяют особенности и характер неотектонических движений. Конфигурация главных морфоструктур определяется в большинстве случаев простиранием древних складчатых структур и зонами разломов. При этом следует отметить, что элементы складчатой структуры отражаются в рельефе значительно меньше, чем разрывные нарушения, которые нередко ограничивают неотектонические блоки. Большинство разломов, отражающихся в рельефе в виде тектонически предопределенных долин, горных склонов и уступов имеет древнее заложение, но многие из них продолжали активно существовать и в неотектонический этап, что обусловило их хорошую морфологическую выраженность.

С неотектоническим этапом связано также возникновение базальтовых плато и наклонных вулканических равнин, возникших в плиоцене и эпоху усиления вулканизма и тектонических перемещений блоков по разломам.

Базальтовые плато характерны главным образом для горных районов. Они имеют ровную или слегка наклонную поверхность, ограниченную крутыми структурно-денудационными склонами. Вулканогенные равнины так же, как и плато, сложены лавами преимущественно базальтового состава, но распространяются в переходной зоне от предгорий к депрессиям и в пределах самих депрессий, частично перекрываясь молодыми четвертичными отложениями.

Древние геологические структуры отражаются в «пассивных» структурно-денудационных категориях рельефа, возникших в результате денудационной претрировки древних складчатых структур, интрузивных тел и вулканических аппаратов.

Ориентировка линейно вытянутых хребтов, гряд и линейных возвышенностей нередко контролируется простиранием складчатых структур субстрата. Естественно, что в процессе денудационной претрировки полного соответствия склонов с крыльями складок не возникает. Структурно-денудационные склоны в большинстве случаев под небольшим углом пересекают складчатые формы, фиксируя в то же время протирание последних. Наиболее часто они подчеркивают складки северо-восточного простирания меловых и более древних толщ.

Весьма важную структурно-денудационную категорию представляет рельеф, предопределенный интрузиями. Он возникает благодаря различной стойкости к денудационным процессам интрузивных и контактово измененных пород. Чередование стойких и относительно ослабленных зон как в самой интрузии, так и во вмещающих ее толщах привело к формированию склонов, параллельных интрузивным контактам.

В зависимости от размера интрузии и глубины ее размыта образуются или небольшие возвышенности, или обширные горные массивы. Но во всех случаях склоны этих форм рельефа параллельны интрузивным контактам. Наиболее хорошо дешифрируются в современном рельефе интрузии типа лакколитов и штоков.

В зависимости от длительности эволюции рельефа на интрузивных массивах и глубины денудационного среза различается три стадии его развития. Рельеф 1-й стадии развития возникает при минимальной глубине денудационного среза и представляет собой пологий рельеф, согласный с контурами отпрепарированной интрузии; для 2-й стадии (при средней глубине денудации) характерно разобщение пологих форм на отдельные останцовые возвышенности, окруженные приконтактовыми грядками; для 3-й стадии развития (при наибольшей глубине денудации) типично возникновение наивероятнейшего понижения на месте центральной части интрузивного массива и дальнейшая дифференциация приконтактовых возвышенностей и ложбин. На рассматриваемой территории наиболее широким распространением пользуются формы рельефа на интрузивных массивах, находящиеся во 2-й и 3-й стадиях своего развития.

Анализ структурно-денудационных и литоморфных особенностей рельефа позволил выявить целую серию вулканических построек центрального типа в пределах развития главным образом пермских и, реже, меловых вулканических покровов. Формы рельефа, возникшие в пределах древних вулканических сооружений, весьма разнообразны. Иногда это округлые в плане, конусообразные возвышенности, связанные с жерловой фазой вулканов, иногда — серия концентрически расположенных гряд, приуроченных к корням глубокого срединной вулканической постройки; в некоторых случаях структурно-денудационные элементы рельефа очерчивают двойные вулканы с округлой кальдерой и поднимающимся в центре ее конусом.

Наибольшее распространение на рассматриваемой территории имеют денудационно-эрозионные и денудационные формы рельефа, представленные разнообразными увалами, возвышенностями, а также поверхностями выравнивания. Все они возникли в результате проявления комплекса склоновых процессов и в своем распределении и характере не обнаруживают прямой связи с древними структурами.

Среди денудационных поверхностей различаются поверхности педиментов и поверхности комплексной денудации. Поверхности педиментов, созданные процессами плоскостного смыва, образуют наиболее низкий ярус денудационных поверхностей, обычно сопряженных с плиоценовыми озерно-аллювиальными террасами. Подтопочно-денудационные равнины педиментов развиты главным образом в предгорьях. Нередко в виде узких лент вдоль бортов крупных речных долин они распространяются и вглубь горных сооружений. При этом высота их постепенно возрастает от 200 до 300 и даже 400 м. Внешние края педиментов, обращенные к долинам, неровные, изрезанные речными притоками и оврагами. Внутренний их контур обычно ограничен денудационным уступом или склоном. Формирование педиментов происходило на фоне неотектонических поднятий территории, главным образом в плиоцене.

Поверхность денудационного выравнивания миоценового возраста располагается на различных гипсометрических уровнях, будучи неравномерно деформированной неотектоническими движениями. Для нее характерен увалистый рельеф с единичными останцовыми возвышенностями. На данной поверхности развиты коры выветривания, часто перекрытые делювием и склоновыми образованиями.

Поверхность денудационного выравнивания палеогенового возраста сохранилась в виде реликтовых участков в наиболее приподнятых и

удаленных от местных базисов эрозии горных сооружений Сихотэ-Алини. Благодаря значительным высотам (1000 и более метров) реликты этой древней выровненной поверхности подверглись интенсивному морозно-нивелиционному воздействию. Последнее обстоятельство, по-видимому, послужило причиной сноса с поверхности древних кор выветривания. Вероятным возрастом данной поверхности выравнивания можно считать средний — поздний олигоцен, т. е. эпоху затухания тектонических поднятий.

Помимо вышеперечисленных геоморфологических категорий, значительная роль принадлежит аккумулятивному рельефу, созданному речной, озерной аккумуляцией, совместной деятельностью рек и озер, временными потоками и, наконец, совместной деятельностью рек и плоскостного «намыва».

Среди флювиального рельефа выделяется ряд террасовых уровней различного возраста и происхождения.

Пойменные террасы современного возраста развиты вдоль всех рек рассматриваемой территории. Наблюдается два уровня — высокая (3 м) и низкая (1—1,5) поймы. Площади их обычно заболочены, на них встречаются старичные озера и западины.

Напойменные террасы низкого уровня позднечетвертичного возраста лишь в межрядовых и внутривальных понижениях занимают обширные площади. Ширина площадок террас низкого уровня здесь достигает иногда нескольких километров. Средняя высота террас 12—15 м. Позднечетвертичный возраст этого уровня подтверждается палео-палеонтологическими данными.

Напойменные террасы среднего уровня среднечетвертичного возраста встречаются обычно в долинах крупных рек. Возраст их определяется по геоморфологическим данным и результатам спорово-пыльцевого анализа. Средняя высота террас 30—35 м.

Напойменные террасы высокого уровня раннечетвертичного возраста закарпированы только по межгорным депрессиям и внутривальным понижениям. Степень сохранности их значительно хуже, чем у остальных террас. Площади их часто перекрыты, особенно в зоне тылового шва, мощными делювиальными плащами. Склоны и площади террасы рассекаются многочисленными оврагами. Средняя высота террас 70 м.

К категории элементов рельефа, созданных озерной аккумуляцией, относятся донная равнина оз. Ханка и озерные террасы современного возраста. Донная равнина образует дно оз. Ханка, сложена песчаноглинистым материалом. Благодаря чрезвычайной мелководности озера частые волнения разносит илстые взвеси равномерным слоем по всей поверхности донной равнины, нивелируя даже незначительные неровности ее микрорельефа.

Озерные террасы современного возраста образуют два уровня, один из которых располагается на высоте 1—1,5 м над уровнем воды в оз. Ханка, а другой — на высоте до 3 м. Обе террасы интенсивно заболочены и относятся к так называемым ханкайским плавням.

Целая серия разновозрастных террас и равнин относится к группе аккумулятивных элементов рельефа, созданных совместной деятельностью рек и озер. Эти формы рельефа развиты главным образом в депрессиях и межгорных понижениях.

Озерно-аллювиальные равнины разлагаются по возрасту их образования и некоторым морфологическим чертам.

Позднечетвертичная равнина нередко достигает ширины десятков километров. Поверхность ее чрезвычайно ровная, постепенно понижающаяся к центру депрессии. Относительно превышения в предгорьях 12—15 м, по направлению к осевым частям депрессий они постепенно

уменьшаются до 3—8 м. Сочленение равнины с террасами здесь происходит без четкого перегиба поверхности.

Среднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина развита очень широко и тяготеет к районам неотектонических прогибов. Высота ее над урезом воды в реках постепенна, по мере удаления от предгорий, уменьшается от 40 до 20 м. В осевых частях депрессий равнина поребена под позднечетвертичными и современными осадками.

Нижнечетвертичная равнина представлена плосковерхими, очень пологими склонами относительной высоты: в предгорьях 60—70 м, а в центральных частях депрессий — не более 30—35 м. Широкий развitem на поверхности равнины пользуются делювиально-солифлюкционные плащи.

Озерно-аллювиальная равнина плюценового возраста, в отличие от вышеописанных, приурочена не только к депрессиям, но встречается в виде реликтов и на водораздельных пространствах. В последнем случае она значительно приподнята и выведена из своего первоначального положения восходящими неотектоническими движениями. Другой отличительной чертой плюценовой равнины является довольно грубый механический состав слагающих ее осадков. Если четвертичные равнины сложены главным образом глинами и песками, то плюценовые оббразованы преимущественно гравийно-галечниковыми отложениями. Рельеф равнины обычно холмисто-увалистый или полого холмистый. Нередко такого типа равнина сопрягается с пемпентами. В большинстве случаев от последних она отделяется невысоким денудационным уступом, реже — довольно значительными по протяженности денудационными склонами.

К рельефу, созданному временными потоками, относятся делювиально-пролювиальные шлейфы четвертичного возраста. У подножья хребтов делювиально-пролювиальные шлейфы бываот выгнуты довольно широкой полосой на десятки километров. Наклонная (до 10°) поверхность шлейфов расчленена оврагами и руслами временных водотоков.

Совместная деятельность рек и плоскостного «намыва» создала пологонаклонные аллювиально-делювиальные равнины четвертичного возраста, расположенные изолированными пятнами в верховьях некоторых речных долин. Нередко поверхность таких равнин заболочивается и покрывается маломощным торфяником.

Эрозонная деятельность рек выразилась в разработке разветвленной сети долин. При пересечении горных гряд долины глубоко вреза ны, имеют V-образный поперечный профиль. Продольные долины более широкие, с трапециевидным и U-образным профилем. В зоне депрессий речные долины морфологически выражены весьма слабо, лучи врезаны на небольшую глубину.

Структуры центрального типа

Заканчивая общий обзор генетических категорий рельефа, следует подчеркнуть, что пространственное размещение даже «аструктурных» геоморфологических таксонов, связанных с деятельностью экзотенных процессов, контролируется в конечном счете внутренними геотектоническими особенностями строения земной коры. Подобные связи даот возможность использовать геоморфологическую информацию непосредственно для решения тех или иных геологических задач.

В частности, анализ геоморфологических линейментов позволяет выявить разнообразие структур центрального типа, многие из которых являются рудоносными объектами [46]. Соответствующие купольные (пологие) и кольцевые (отрицательные) морфоструктуры

отражают положение как экспонированных, так и нескрытых или частично вскрытых денудацией тектоно-магматических структур и комплексов центрального типа.

Результаты морфотектонического дешифрирования центральных структурных форм на исследуемой территории отражены на схеме (рис. 4). Помимо мелких низкопорядковых форм, здесь установлено большое количество достаточно крупных центральных морфоструктур с поперечником до 50 км и более. Судя по неоднородному возобновлению тектонических процессов и магматизма в пределах выделенных структур, можно предполагать их прерывисто-унаследованное развитие на протяжении длительных интервалов геологической истории. Набогее древнее, предположительно позднепротерозойское, залого-

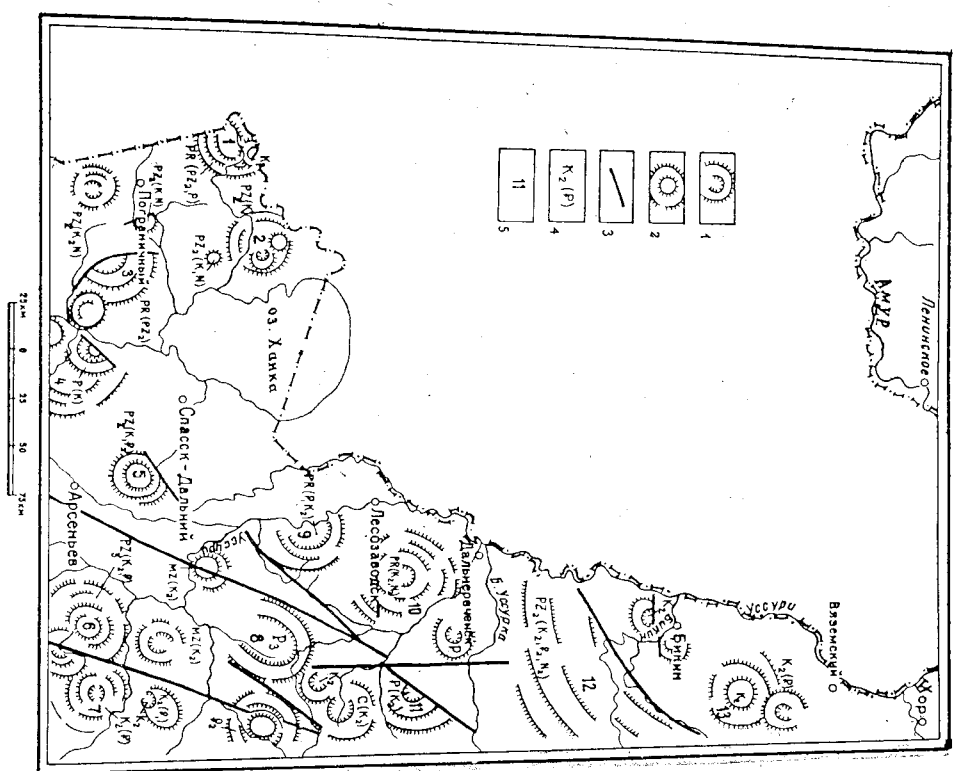


Рис. 4. Схема размещения морфоструктур центрального типа. Составил В. В. Соловьев.

1 — кольцевые морфоструктуры, 2 — купольные морфоструктуры, 3 — разломы, секущие морфоструктуры, 4 — впадины, связанные с развитием структур центрального типа (на рисунке в скобках указаны названия впадин: Кетинская, Хайма, Соловьевская, 5 — Хайма, 6 — Кетинская, 7 — Соловьевская, 8 — Хайма, 9 — Кетинская, 10 — Соловьевская, 11 — Хайма, 12 — Кетинская, 13 — Соловьевская).

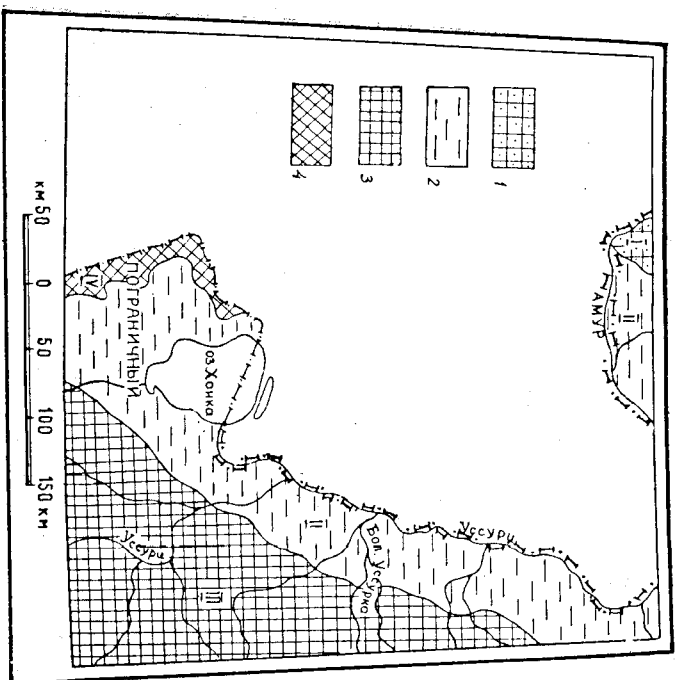


Рис. 5. Схема геоморфологического районирования.
1 — область сводово-глыбового поднятия М. Хингана, 2 — область центральных грабен-синклинальных депрессий, 3 — область сводово-глыбового поднятия и грабеновых межгорных депрессий Сихотэ-Алиня, 4 — область Восточно-Маньчжурского сводово-глыбового поднятия.

жене имеют центральные структуры Ханкайского массива (Жедрова, Хорольская, Кабаргинская, Пянтгеймоновская). Согласно каркасным центрам этих структур, в палеозое и мезозое произошло внедрение интрузивов, а для Кабаргинской и Пянтгеймоновской структур, кроме того, и проявление вулканизма. Комиссаровская интрузивная структура, возникшая как самостоятельный структурный центр в связи с внедрением среднепалеозойских гранитов, была подновлена в эпоху позднего палеозойской активизации.

В зоне Даубихинского прогиба и Центрально-Сихотэалинского антиклинория преобладают центральные структурные формы палеозойского заложения. Так, купол структурной Острой обусловлен внедрением среднепалеозойских гранитов и серией более поздних мезовых интрузивов. Изобриная центральная структура связана со сложным магматическим комплексом интрузивных и эффузивных образований перм, юры и мела. Завершающая фаза магматизма, проявившаяся конформно контентам этой структуры, приходится на палеоген. Себучарская и Наумовская структурные формы центрального типа, также, видимо, заложившиеся в перми, были активизированы в мезозое. Крупный палеозойский вулканический центр очерчен Южно-Ханкайской кольцевой структурой. Заложение дочерних вулканических и эффузивных форм, осложняющих эту структуру, имело место в перми и мезу.

Фрагмент еще более крупного вулканического центра представлен в зоне Самурского антиклинория Бикинской кольцевой морфоструктурой. Вулканическая деятельность здесь проявлялась в перми, поздне-меловое, палеогеновое и неогеновое время. В этой же тектонической зоне в связи с позднемеловым магматизмом произошло становление

ряда самостоятельных купольных структур центрального типа (Синзя и др.).

Таким образом, и генетические категории рельефа и их пространственная позиция отражают в первую очередь влияние геотектонических неоднородностей территории. В зависимости от геологического строения и неогектонического режима, с которыми теснейшим образом связаны особенности рельефа, выделяется ряд геоморфологических районов, объединяемых в четыре области: 1) сводово-глыбового поднятия М. Хингана; 2) центральных грабен-синклинальных депрессий; 3) сводово-глыбового поднятия и грабеновых межгорных депрессий Сихотэ-Алиня; 4) Восточно-Маньчжурского сводово-глыбового поднятия (рис. 5).

Область сводово-глыбового поднятия М. Хингана

В пределах рассматриваемой площади входят только юго-восточные отроги М. Хингана, образующие низкоротный водораздел Амура и р. Самары (хребет Помпеевский). Максимальные высоты здесь немногим больше 400 м.

Притоки Амура рассекают поднятие глубоко врезаемыми долинами, имеющими трапециевидный поперечный профиль. На приводораздельных участках возвышенностей местами сохранились небольшие площади поверхностей выравнивания позднемиоценового возраста. Низкотерные возвышенности отделены тектоническими уступами от денудационной предгорной равнины, имеющей высоту 200—250 м. Над уступистой поверхностью последней лишь местами поднимаются денудационные останцы интрузивных тел.

Миоценовая поверхность денудационного выравнивания окаймляется узкой полосой педиментов, сочленяющихся с плиоценовыми базальтовыми равнинами. К полосе распространения базальтов приурочена линия раздела зон пяти- и шестиступенчатых землетрясений, что указывает на достаточно глубокое заложение разломов, служивших подводными каналами для лав.

Пересекая хр. Помпеевский, Амур течет в обрывистых берегах. Скалистые обрывы, например у Юстребинного Утеса, достигают высоты более 80 м, а у Бегого Утеса превышают 100 м. Террасовые уровни получают широкое распространение в Средне-Амурской депрессии.

Область крупных внутренних грабен-синклинальных депрессий

Область образует широкий пояс длительно развивающихся отрицательных тектонических структур, возникших в кайнозое на месте древних кристаллических массивов и их подвыбывших окраин.

Эти депрессии отделяют морфоструктуры Сихотэ-Алиня от горных сооружений М. Хингана. Надань-Хада-Алиня и отрогов Восточно-Маньчжурских гор. Обширные озерные и озерно-аллювиальные равнины простираются здесь на десятки километров. Плиоценовые, ранне-, средне-, позднечетвертичные и современные равнины довольно постепенно, без резких уступов, сочленяются друг с другом. Высота всех уровней уменьшается к центральному частям депрессий, мощность же отложений, наоборот, возрастает, что убедительно говорит в пользу неотектонических прогибов этих участков.

Однообразие полого-увалистого и равнинного рельефа этой части территории нарушается разветвленной овражно-балочной сетью, группами мелкосопочника и денудационных останков. Останковые возвышенности, поднимающиеся на несколько десятков, реже сотен, метров

над поверхностью равнины, фиксируют выступы фундамента. Последнее, судя по результатам бурения, разделяют область депрессий на ряд изолированных кайнозойских мульд, не выраженных в рельефе. Вместе с тем, наиболее крупные массивы мелкосопочника и низкотеррасного рельефа в ряде случаев почти полностью переторжакивают депрессию, разделяя ее на ряд самостоятельных равнин. Так, между отрогами М. Хингана, Надань-Хада-Алиня и Сихотэ-Алиня располагается *Средне-Амурская депрессия*. Здесь наиболее широким развитием пользуется позднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина. Подчиненное значение имеют уровни средне- и раннечетвертичных озерно-аллювиальных равнин. Южнее, по правобережью Уссури, располагается *равнина Бирской (Розенгартовской) депрессии*, далее к Ю — *Викиская депрессия*. Все они аналогичны по геоморфологическому строению и неотектоническому развитию.

Наиболее крупной депрессией региона является *Уссури-Ханкайская*, на севере ограниченная хр. Стрельникова. Громадный овал этой депрессии окружен концентрически расположенными полосами разновозрастных озерно-аллювиальных равнин (от плиоценовой до современной, включительно); к участку наибольшего прогибания приурочено оз. Ханка. На юге поверхность раннечетвертичной и плиоценовой равнины является водоразделом с Суйфунской депрессией. Поверхность плиоценовой равнины местами перекрыта покровами позднеплиоценовых базальтов, образующих невысокие вулканические плато.

Область Сводово-Глыбового поднятия Сихотэ-Алиня

Эта область характеризуется разнообразием геоморфологических районов, отражающих сложный тектонический режим территории.

Денудационная равнина с останцовыми возвышенностями *предгорий Сихотэ-Алиня* относится к району, тектонически стабильному на протяжении почти всего кайнозоя. Здесь максимально развиты миоценовые и плиоценовые педименты. Над увалистыми поверхностями выравнивания иногда поднимаются денудационные останцы устойчивых к выветриванию пород или возвышенности, обусловленные претарировкой интрузивных массивов.

Большая интересные формы рельефа в виде концентрически расположенных гряд и конусообразных возвышенностей возникают в результате претарировки древних вулканических аппаратов. Элементы такого пермского вулкана закарпированы, например, к ЮЗ от с. Яляичи. Реки, пересекающие педименты и поверхности выравнивания предгорий, образуют достаточно широкие долины, обычно с заболоченными днищами и неясно выраженными террасами.

Передовые хребты Сихотэ-Алиня образуют цепочку среднетеррасных возвышенностей, преимущественно северо-восточного простирания. Они или выгнуты цепочкой, или располагаются кулисообразно, или образуют одиночно стоящие массивы (горы Синяя, Шебенчиха). Такое расположение возвышенностей отражает, в первую очередь, особенности геологического строения и тектоники. Общим для всех передовых хребтов является их четкая морфологическая выдержанность и значительная высота (до 1000 м). Все хребты крутосклонные, с преобладающими скалистыми водоразделами. Часть склоны покрыты осыпями, встречаются нагорные террасы и сильно разрушенные денудацией цирки (водоразделы Синих хребтов). Реки, берущие начало в этих хребтах, имеют глубоко врезаемые V-образные долины с крутопадающим тальвегом. Интенсивные неотектонические поднятия контрастно подчеркивают здесь литоморфные различия рельефа. В расположении горных возвышенностей отразились не только отпрепарированные интрузивные

тела, но и контуры интрузий, еще не вскрытые денудацией. Примером может служить возвышенность горы Бельцевой. В ее пределах только по глубоким врезам выходят гранитоиды, в основном же она сложена пермскими толщами. Однако геоморфологический анализ рельефа показал, что возвышенность развивается как единая морфоструктура, причем контуры элементов рельефа, обусловленные претарировкой интрузивных и контактовых возвышенностей пород, полностью совпадают с границами, установленными гравиметровой съемкой, не выходящего на поверхность интрузивного массива.

Центральный Сихотэ-Алинь характеризуется преобладанием среднего, глубоко расчлененного рельефа, образующего ряд массивов и хребтов, преимущественно северо-восточного простирания. Значительную роль здесь играют реликтовые поверхности выравнивания миоценового, реже палеогенового возраста. Распределение главных элементов рельефа контролируется зонами разломов, в большинстве случаев унаследованных. С претарировкой крупных интрузивных тел или с поднятием блоков изометрической формы связано возникновение среднегорных массивов — таких как горы Березовая и Изюбринная. Наиболее приподнятые участки обладают и наиболее крутосклонными горным рельефом; примыкающие к ним площади заняты пологосклонными возвышенностями. Территория, прилегающая к главному водоразделу Сихотэ-Алиня, или находящаяся на небольшом расстоянии от него, характеризуется хорошей сохранностью не только миоценовой, но и олигоценовой поверхностей выравнивания. Следует отметить также, что главный водораздел Сихотэ-Алиня, благодаря неоднократным перестройкам гидрологи, приурочен не только к высоким хребтам, но и к относительно слабо приподнятым территориям. Так, в частности, он проходит по Зеркально-Павловскому междуречью, образованному плиоценовой террасой. Речные долины, пересекающие поднимающуюся участки, обладают крутыми склонами и V-образным поперечным профилем. Террасы встречаются только по наиболее крупным долинам и лучше всего выражены на продольных отрезках долин, совпадающих с генеральным простиранием геологических структур. В целом рисунок гидрологи сетчатый, отражающий сложный план трещин и разломов.

Междорные депрессии Сихотэ-Алиня в подавляющем большинстве представляют собой грабены, испытывающие неотектонические опускания.

Различаются продольные депрессии, согласные с общим северо-восточным простиранием складчатых структур Сихотэ-Алиня, и близкие широтные депрессии, обусловленные поперечными разломами. Первые наиболее часты. Широтные депрессии, хотя и распространены меньше, но имеют важное значение, так как они подчеркивают зоны поперечных дивергентных нарушений, в том числе скрытых нарушений фундамента. Главные геоморфологические черты всех депрессий достаточны для выделения. Центральная часть их занята лестницей широких речных или озерно-речных террас, ограниченных вблизи бортов пологими педиментами. Окружающие возвышенности, как правило, образуются к депрессиям крутыми склонами. Месторные депрессии испытывают опускание лишь по отношению к окружающим горным возвышенностям, в целом же они вовлечены в общее поднятие Сихотэ-Алиня.

Широтные депрессии обладают большой шириной и выполнены главным образом озерно-аллювиальными осадками. Депрессии северо-восточного простирания обрамлены преимущественно речными террасами.

Область Восточно-Маньчжурского сводово-глыбового поднятия

Рассматриваемую область можно разделить на несколько геоморфологических районов.

Район *пограничного хребта*, занимающий довольно узкую поперечную часть, вытянут вдоль государственной границы. Крутосклонные вершины (абс. отм. 700—900 м) расположены цепочкой над приподнятой до 400—500 м и глубоко расчлененной поверхностью выравнивания плиоценового возраста. Более крупный массив среднего-нижнего рельефа находится в верховьях р. Комиссаровка. Ее левые притоки с ущельистыми долинами расчленили высоко поднятую (до 900 м) поверхность выравнивания на ряд хребтов юго-восточного простирания. Многие крупные изолированные вершины обозначены своим происхождением денудационной препарировке интрузивных тел.

Район *Гродековских среднегорных возвышенностей* характеризуется чрезвычайно интенсивным расчленением. Небольшие реликтовые участки миоценовой поверхности выравнивания сохранились только на водоразделах и в привершинных частях среднегорных возвышенностей. Большинство речных долин в верховьях имеет ущельистый поперечный профиль, переходящий ниже по течению в трапециевидный.

Район *предгорных денудационных равнин с остаточными возвышенностями* занимает основную часть рассматриваемой области. Поверхность предгорий местами разбита на блоки, приподнятые на разную высоту. Если не принимать во внимание эти перемещения, то в общем денудационная поверхность постепенно понижается от Покрапичного хребта к ЮВ от 500 до 250 м. На участках более энергичных неотектонических поднятий возникли небольшие низкотеррасные массивы, сохранившие реликты поверхности выравнивания, главным образом на водораздельных участках. Цепь таких возвышенностей располагается по восточной окраине района.

В центре его встречаются возвышенности другого происхождения. Так, междуречье р. Комиссаровка и левых притоков р. Мельгуновка образовано хр. Синим, поднимающимся над денудационной равниной на 200—250 м. Хребет представляет собой удлиненный остец, вырезанный в пермских вулканических толщах. Сохранившиеся вблизи его вершины реликты поверхности выравнивания древнее денудационной поверхности предгорий и возникли, по-видимому, в палеогеновую эпоху планации.

Поскольку рассматриваемые предгорья выработаны главным образом в гранитоидах, весьма существенная роль в образовании рельефа принадлежит здесь денудационной препарировке интрузивных тел. Многие денудационные останцы представляют собой выходы более устойчивых к разрушению гранитных пород. Часто встречаются цепочки таких останков, подчёркивающие контуры интрузивных массивов. Наблюдаются и более сложные построенные возвышенности, образованные концентрическими денудационно-литоморфными грядками, возникшими на эндо- и экзоконтактных зонах интрузивных тел.

Внешний край денудационных предгорий окружен каймой плиоценовых педиментов, которые отделяются от предгорий денудационными уступами. Абс. высота педиментов редко превышает 200—250 м.

Весьма характерными элементами рельефа предгорий являются *депрессии* и *впадины*, развивавшиеся как наложенные кайнозойские структуры. Депрессии представляют собой обширные мутлы, выполненные мощными толщами миоценовых и плиоценовых отложений. Эти депрессии унаследовано развивались и в четвертичное время. Их поверхность представляет собой озерно-аллювиальные и аллювиальные равнины. Контуры депрессий изометричны.

Впадины — это узкие, линейно вытянутые грабенообразные понижения, возникшие, по-видимому, не раньше конца плиоцена. Выходов миоценовых отложений в их пределах не установлено. Днища впадин образованы молодыми четвертичными террасами, борта крутые и обрывистые.

Заканчивая порайонное геоморфологическое описание, следует кратко остановиться на основных этапах формирования рельефа.

Есть основания полагать, что в результате тектонических движений в конце мела рельеф рассматриваемой территории был довольно контрастным [12, 13]. К началу палеогена, благодаря денудации, относительные высоты его значительно уменьшились. Затем наступил этап формирования сводово-глыбовой структуры. Одновременно с перемещением крупных блоков земной коры во многих районах по разломам начались изгибания лав. Палеоценовые, и особенно эоценовые, вулканические толщи широко распространены на Сихотэ-Алине. В эоцене начинают формироваться первые впадины, возникают центры устойчивых погружений земной коры. Усиление тектонической активности на границе эоцена и олигоцена привело к некоторому «омоложению» значительной сиверированных горных массивов, к возникновению серии межгорных депрессий и внутритерриториальных понижений. К позднему олигоцену депрессии заполняются тонкими, преимущественно песчаноглинистыми угленосными осадками. Значительные прострота преобразовываются в денудационную равнину. Горный рельеф сохраняется лишь местами в виде денудационных останков, пологосклонных возвышенностей и массивов. На Сихотэ-Алине возникают поверхности выравнивания, которые срезают под один уровень эоценовые и более древние породы. Однако уже в раннем миоцене процесс планации был прерван новыми восходящими движениями, продолжившими дальнейшее развитие сводово-глыбовых структур и частично уничтожившими ранее сформированную поверхность выравнивания. Этот процесс, однако, довольно быстро сменяется тектонической стабилизацией [50].

К позднему миоцену создается и получает широкое распространение вторая денудационный уровень. Значительно увеличиваются площади аккумуляции в межгорных и предгорных депрессиях. В пределах последних происходит сливание отдельных впадин в крупные понижения, занятые озерными бассейнами. Судя по мощности осадков, накопившихся в них, амплитуда опускания дна депрессий за это время в ряде случаев превышала 500 м.

Плиоценовая эпоха ознаменовалась резкой активизацией тектонических движений. Особенно усилились поднятия в конце плиоцена, когда в общих чертах был сформирован современный рельеф.

У подножий воздымающихся горных массивов и по бортам наиболее крупных долин в раннем плиоцене начинается формирование педиментов. Оживились движения по разломам, в том числе по близкитропным.

В позднем плиоцене горные возвышенности почти достигли современной высоты. В депрессии сносились гранитно-галеичниковый материал, образовавший толщи мощностью более 100 м. Миоценовая поверхность оказалась сильно деформированной: в зоне предгорных равнин — приподнятой на высоту до 1000 м. Завершились плиоценовый этап развития мощными изгибаниями базальтовых лав. В горах лавовые потоки выполнили понижения рельефа, и он оказался сложенным за счет вулканической аккумуляции. Местами лавы перекрыли предгорные равнины и плиоценовые озерно-аллювиальные уровни, создав подпоры, препятствующие стоку вод из отдельных озерных котловин. Такой покров базальтов на левобережье Раздольной прервал сток вод из оз. Ханка на юг.

Возникновение подпрудных озер и усиление дифференцированных неотектонических движений существенно изменили базис эрозии, что, в свою очередь, привело к возникновению многочисленных речных перекатов и перераспределению водосборных бассейнов. Примером может служить водораздел рек Павловка и Зеркальная, образованный плочеными галечниками.

В четвертичное время в результате дифференцированных неотектонических движений происходила выработка деталей ныне наблюдаемого рельефа. Важными событиями четвертичной истории явились оледенения, установившиеся на соседних площадях. Влияние эпох резкого четвертичного похолодания климата отразилось на процессах морфогенеза рассматриваемой территории. Два крупных похолодания, связанные со временем средне- и позднечетвертичных оледенений, активизировали процессы физического выветривания и нивации [45]. Развитие многолетнемерзлых толщ в зонах депрессий стимулировало возникновение делювиально-солифлюкционных шлейфов и локровов, сглаживающих уступы между террасовыми равнинами.

В последледниковое время происходит дальнейшее расчленение рельефа в горах и накопление рыхлого материала в долинах и депрессиях. Продолжается денудационно-литоморфная препарировка различных структурных элементов рельефа и зон тектонических контактов. В районах интенсивных современных поднятий активно развиваются склоны возвышенностей и происходит быстрый вынос обломочного материала в тектонически стабильные или погружающиеся участки территории.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Сведения по гидрогеологии данной территории изложены в ряде работ [19, 23, 43]. По возрасту с учетом литолого-фациального состава и степени метаморфизма пород на территории выделяются водоносные комплексы и зоны трещиноватости. Первые наиболее широко распространены в равнинных, а вторые — в горных районах. Характеристика водоносных комплексов и зон трещиноватости приведена в табл. 14.

Водоносные зоны трещиноватости. Водоносность ниже-среднетерозойских пород связана с их трещиноватостью в зоне выветривания мощностью в несколько десятков метров (трещинные воды), а также с разломами, где развиты трещинно-жилые скопления подземных вод. Мощность зоны эффективной трещиноватости вблизи интрузий 10—15 м. Воды обычно безнапорные, и только в разломах встречаются напорные воды. Удельные дебиты скважин 0,05—0,2 л/сек, в зонах разломов 2—8 л/сек.

Водоносность верхнепротерозойских и кембрийских толщ также приурочена к зоне выветривания, достигающей глубины 70 м. Воды обычно безнапорные. На участках, где эти породы перекрыты молодыми отложениями, воды обладают напором до 20 м и более. Дебит скважин 0,2—0,7 л/сек; дебит источников 0,1—0,2 л/сек. Наиболее водообильны карбонатные породы, в той или иной мере закарстованные; дебит скважин достигает 55 л/сек, в среднем 3—7 л/сек.

Водоносность силурийско-девонских отложений определяется наличием в них трещиноватости в зоне выветривания, достигающей мощности 40—60 м. Притоки воды в скважинах в песчаниках и на участках разрывных нарушений 1,8—5,9 л/сек; в сланцах, порфритах дебит скважин 0,2—0,7 л/сек, при удельных дебитах 0,05—0,1 л/сек. Глинистые сланцы в ряде случаев безводны.

Водоносность каменноугольно-пермских отложений развития в зоне выветривания мощностью до 70 м и в зонах разрывных нарушений. Глубина залегания вод в долинах — несколько метров, на склонах — до 15—30 м. Воды безнапорные, в Средне-Амурской впадине скважинами вскрыты напорные воды. Прозводительность скважин в песчаниках и вулканитах 1—2 л/сек, в сланцах 0,5—1 л/сек, в известняках и зонах разломов 1—4 л/сек. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,1—0,25 г/кг (рис. 6). В Средне-Амурской впадине и в известняках минерализация возрастает до 0,5—0,7 г/кг. В скважине на Борисовском поднятии на глубинах 2264—2840 м вскрыты соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией 11 г/кг. С разломами связаны выходы углекислых минеральных вод.

Водоносная зона трещиноватости триасово-юрских отложений приурочена к зоне выветривания мощностью 14—82 м. Глубина залегания подземных вод в долинах — несколько метров, на склонах — до 50 м и более. Воды обычно безнапорные. Наибольшие водопритоки получены из крупнозернистых песчаников до 1,5 л/сек. В других породах производительность скважин не превышает 1 л/сек, а в глинистых сланцах 0,1 л/сек. Зоны тектонических нарушений характеризуются по-

Характеристика гидрогеологического разреза

Индекс на гидрогеологической карте	Водоносные комплексы и зоны трещиноватости, состав водовмещающих пород	Максимальная изученность, м	Коэффициент фильтрации, м/сут	Уровень подземных вод от поверхности земли, м	Водообильность пород		Химический состав	
					Удельный дебит скважины, л/сек	Дебит источников, л/сек, от — до преобладающий	Общая минерализация воды, г/кг от — до преобладающая	Преобладающий состав воды
Q_{IV}	Водоносный комплекс современных отложений. Валун, галечники, пески, супеси, суглинки	5—8	2,8—63	0,2—5	0,2—3,5	$\frac{0,01-0,6}{0,1-0,2}$	$\frac{0,03-0,3}{0,1-0,2}$	$HCO_3 - Ca + Mg$
Q_{II-III}	Водоносный комплекс средне-верхнечетвертичных отложений. Валун, галечники, пески, супеси, суглинки	30	5—40	0,2—320	0,02—4,5	—	$\frac{0,08-0,4}{0,15-0,2}$	$HCO_3 - Ca + Mg$
$N_2 - Q_1$	Водоносный комплекс плиоцен-нижнечетвертичных отложений. Валун, галечники, пески, супеси, суглинки	130	0,01—12	7—24	0,01—2	$\frac{0,07-13,3}{0,1-1}$	$\frac{0,04-0,3}{0,1-0,2}$	$HCO_3 - Ca + Mg$
N_3	Водоносный комплекс плиоценовых отложений. Базальты, андезиты-базальты, туфы	60	—	0,5—16	0,04—0,6	$\frac{0,02-2,3}{0,1-0,5}$	$\frac{0,02-0,3}{0,1-0,2}$	$HCO_3 - Ca + Mg$
N_1	Водоносный комплекс миоценовых отложений. Галечники, пески	120	0,36—23	5—36	0,02—1,5	—	$\frac{0,07-0,5}{0,1-0,25}$	$HCO_3 - Ca + M$
$P_3 - N_1$	Водоносный комплекс олигоцен-миоценовых отложений. Песчаники, алевролиты, конгломераты, угли	320	0,1—12	до 40	0,3—10	—	$\frac{0,1-0,3}{0,1-0,3}$	$HCO_3 - Na$ $HCO_3 - Ca + Mg$
P_{1-2}	Водоносный комплекс палеоцен-эоценовых отложений. Базальты, андезиты, их туфы	50	0,004—6,4	0,8—30	0,003—0,5	$\frac{0,02-0,5}{0,05-0,2}$	$\frac{0,02-0,2}{0,07-0,12}$	$HCO_3 - Ca$
K_3	Водоносный комплекс верхнемеловых отложений. Песчаники, алевролиты, конгломераты, угли, туфиты, кварцевые порфиры, их туфы	400	0,1—12	до 300	0,002—0,6	$\frac{0,05-1}{0,1-0,3}$	$\frac{0,02-0,5}{0,1-0,2}$	$HCO_3 - Ca$
K_1	Водоносная зона трещиноватости и водоносный комплекс нижнемеловых отложений. Песчаники, глинистые сланцы, конгломераты	600	0,01—7	до 600	0,01—2,9	$\frac{0,01-1}{0,1-0,5}$	$\frac{0,02-0,3}{0,1-0,2}$	$HCO_3 - Ca$
$T - J$	Водоносная зона трещиноватости триасовых отложений. Песчаники, алевролиты, конгломераты, каменные угли, сланцы, порфиры	260	0,27—1,5	до 50	0,001—0,7	$\frac{0,01-1,2}{0,1-0,2}$	$\frac{0,03-0,4}{0,2-0,3}$	$HCO_3 - Ca$
$C - P$	Водоносная зона трещиноватости каменноугольно-пермских отложений. Песчаники, алевролиты, сланцы, порфириты, туфы, известняки	100	0,007—1,2	до 30	0,001—1	$\frac{0,01-1,5}{0,05-0,5}$	$\frac{0,1-0,7}{0,3-0,4}$	$HCO_3 - Ca$
$S - D$	Водоносная зона трещиноватости силурийско-девонских отложений. Сланцы, песчаники, порфириты	70	—	2—26	0,05—0,1	$\frac{0,01-0,5}{0,05-0,1}$	$\frac{0,1-1,2}{0,1-0,2}$	$HCO_3 - Ca$
$PR_3 - C$	Водоносная зона трещиноватости верхнепротерозойско-кембрийских отложений. Известняки, песчаники, сланцы, кварциты, порфириты и их туфы	120	0,01—0,07	0,6—30	0,001—3,5	$\frac{0,1-0,2}{0,03-0,1}$	$\frac{0,1-0,7}{0,4-0,5}$	$HCO_3 - Ca$
PR_{1-2}	Водоносная зона трещиноватости нижне-среднепротерозойских отложений. Сланцы, гнейсы	100	—	до 25	0,05—8	$\frac{0,01-0,3}{0,05-0,08}$	$\frac{0,06-0,4}{0,1-0,2}$	$HCO_3 - Ca$
	Водоносная зона трещиноватости гранитоидов протерозойского, палеозойского и мезозойского возраста	100	0,006—7	до 40	0,001—1	$\frac{0,08-0,5}{0,1-0,3}$	$\frac{0,02-0,5}{0,05-0,15}$	$HCO_3 - Ca + Mg$ $HCO_3 - Na$
I	Водоносная зона трещиноватости гипербазитов, габброидов палеозойского и мезозойского возраста	70	—	до 30	0,005—0,04	$\frac{0,01-0,3}{0,07-0,2}$	$\frac{0,02-0,3}{0,7-0,2}$	$HCO_3 - Ca + Mg$

вышенной обводненности. Воды часто обладают напором в 30—70 м; иногда они самозативаются. Дебит скважин 2—4 л/сек, в горных выработках приток воды достигает 13—17 л/сек.

Водоносная зона трещиноватости протерозойских, палеозойских и мезозойских гранитоидов характеризуется трещинными водами, приуроченными к зоне выветривания, достигающей мощности 70 м, и к зонам разломов с трещино-жильными водами. Глубина залегания подземных вод в долинах несколько метров, на склонах 20—40 м. Водоразделы, сложенные гранитоидами, обычно безводны. Напорные воды встречаются только на участках, где гранитоиды перекрыты песчано-глинистыми отложениями или в зонах разрывных нарушений. В этих случаях высота напора воды достигает 10—30 м, иногда наблюдается самозатив (пос. Липовицы, с. Уссурия и др.). Производительность скважин в палеозойских гранитоидах в среднем равна 0,5—2 л/сек, максимальная — до 8 л/сек. В мезозойских гранитоидах дебит скважин 0,1—1 л/сек, редко до 2 л/сек. С гранитоидами связано большое количество холодных углекислых источников с дебитом 1—2 л/сек.

Водоносная зона трещиноватости палеозойских и мезозойских гипербазитов и габброидов изучена слабо. К зонам выветривания, распространяющимся на глубину 10—30 м, приурочены трещинные воды, а к разрывным нарушениям — трещино-жильные. Дебиты скважин обычно не превышают 1 л/сек, и только в зонах разломов до 3—5 л/сек.

Водоносная зона трещиноватости нижнемеловых отложений распространена в песчаниках, алевролитах, глинистых сланцах, конгломератах. Подземные воды в зоне выветривания, имеющей мощность до 70 м, безнапорные. Они залегают на глубинах 5—10 м в основании склонов и на глубинах 20—30 м в средней части склонов. Приток воды в

скважины в среднем 0,1—0,3 л/сек, но иногда доходит до 1,5 л/сек. В зонах разломов воды обычно напорные, иногда самонагнетающиеся, с дебитом в скважинах до 3 л/сек. Повышенная обводненность наблюдается на контактах осадочных пород с лавками.

Водоносный комплекс раннемиоценового возраста распространен во впадинах. Породы слабо дислоцированы и имеют открытую пористость, до 6—15%. В этом комплексе развиты порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные воды, вскрывающиеся скважинами на глубинах от нескольких десятков метров по периферии впадин до 400—600 м в их центральных частях. Воды высоконапорные, часто самонагнетающиеся, с напором на устье до 2 атм. Комплекс обводнен слабо. Производи-

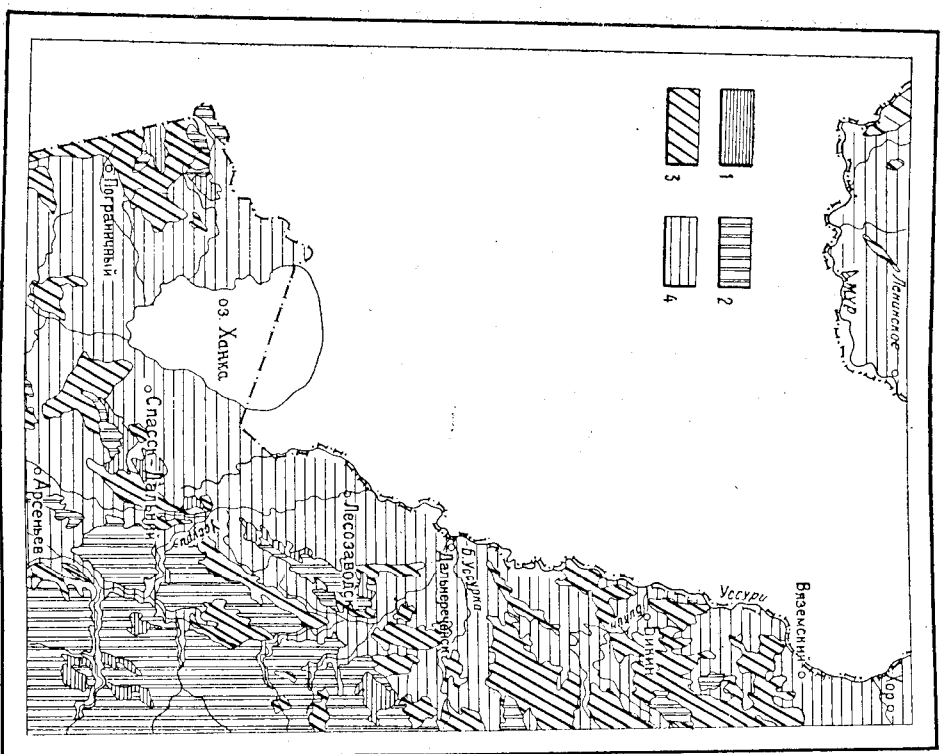


Рис. 6. Схема состава вод. Составили А. В. Зуб, В. А. Кирюхин. Минерализация (г/кг) и химический состав вод водоносных горизонтов, комплексов и зон трещиноватости, залегающих первыми от поверхности земли: 1 — до 0,1 г/кг, гидрокарбонатные известняки; 2 — до 0,1 г/кг, гидрокарбонатные известняки; 3 — до 0,1 г/кг, гидрокарбонатные известняки; 4 — 0,1—0,5 г/кг, гидрокарбонатные известняки.

тельность скважин в среднем 0,2—0,4 л/сек. В верхней части разреза воды гидрокарбонатные известняки с минерализацией 0,02—0,3 г/кг, на глубинах 800—1000 м — гидрокарбонатные известняки с минерализацией до 1,5 г/кг.

Водоносный комплекс верхнемиоценовых отложений образован осадочными и вулканогенными толщами. Водоносность комплекса пестрая, небольшая, воды порово-трещинно-пластовые и трещинно-жильные. В вулканогенных отложениях встречается несколько водоносных горизонтов с трещинно-пластовыми водами. Глубина залегания вод от 3—5 м (в долинах) до 20—40 м (на склонах). Воды обычно безнапорные. В Суйфунской впадине глубина залегания вод 130—300 м. Воды напорные, иногда самонагнетающиеся. Напорные воды приурочены к зонам разрывных нарушений.

Притоки воды в скважинах в осадочных отложениях составляют 0,1—0,7, до 2—4 л/сек, в эффузивах 0,5—1,0, до 3 л/сек. Из верхнемиоценовых эффузивов выходит ряд источников (Покровский и др.), воды которых имеют гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-натриевый состав с минерализацией 1,5—1,9 г/кг и содержанием углекислоты 1,5—2,5 г/кг.

Водоносный комплекс палеоцен-эоценовых отложений представлен вулканогенными отложениями, которые слогают водораздельные простирания на востоке территории и образуют покровы площадью до 900 км². В вулканогенных породах преобладают трещинно-пластовые безнапорные воды. Глубина залегания подземных вод в долинах составляет 2—12 м, в нижних частях склонов 4—30 м. На водоразделах водоносные горизонты обычно сдвинуты. Дебит скважин в долинах 0,5—2,0 л/сек, на приподнятых участках 0,1—0,5 л/сек, в зонах разломов производительность их возрастает до 5,7 л/сек (с. Чулуевка).

Водоносный комплекс олигоцен-миоцена представлен угленосными терригенными отложениями, в которых развиты порово-трещинно-пластовые и порово-пластовые воды. Переслаивание водоносных и водонепроницаемых пород обуславливает образование гидравлически связанных напорных водоносных горизонтов, изолированных от поверхности земли. Уровень вод устанавливается на глубинах 10—30 м, местами воды самонагнетаются.

В Средне-Амурской впадине дебит колеблется от 0,7 до 7 л/сек, при понижениях 27—48 м. Коэффициент фильтрации углей 3—12 м/сутки, песок 0,1—3 м/сутки. В Ханкайской впадине приток в скважинах 0,4—11 л/сек, при понижениях 5—43 м. В Ретиховской депрессии при откачке из скважины получен дебит 1—2,3 л/сек. Во впадинах с глубиной уменьшается водонепроницаемость пород и водопитов в скважины. В верхней части разреза (до глубины 100—150 м) воды гидрокарбонатного кальциевого или смешанного по катионам состава с минерализацией 0,1—0,3 г/кг.

В средней части разреза (глубина 200—1000 м) воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,5—1,0 г/кг. Вынизу разреза возможно присутствие вод хлоридных, гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-хлоридных с минерализацией 1,5—2,5 г/кг.

Водоносный комплекс миоценовых отложений содержит несколько водоносных горизонтов мощностью до 20 м. Воды напорные, уровень устанавливается на глубинах 3—10 м.

Водоносный комплекс палеоценовых отложений сложен серией покровов базальтов и андезитов-базальтов мощностью от 2 до 15 м каждый. Кровля покровов часто сопровождается корой выветривания, что обуславливает образование серии горизонтов порово-трещинно-пластовых вод. Степень обводненности различная. Постоянно обводнены базальты только ниже базиса эрозии.

Водоносный комплекс плиоцен-нижнечетвертичных отложений присутствует в Средне-Амурской и Ханкайской впадинах. Водоносный комплекс обычно перекрыт среднечетвертичными глинами. Воды напорные, напор 15—20 м, иногда до 40—50 м. Обводненность комплекса значительная.

Водоносный комплекс средне-верхнечетвертичных отложений развит в долинах рек. Воды напорные; в аллювиальных отложениях высота напора достигает нескольких метров, в озерных — до 20—30 м. Уровень вод устанавливается на глубинах 0,7—7 м.

Водоносный комплекс современных отложений широко распространен, причем озерные и болотные фации развиты только на западе территории. К аллювиальным отложениям крупных рек (Амур, Уссури и др.) приурочены грунтовые потоки, гидравлически связанные с речными водами. Современные озерные отложения обводнены слабо. В болотных отложениях во влажные периоды формируются верховодки. Их подпочвой служат глины и сезонно-промороженные породы. Болотные воды обогащены органическим веществом.

Клиновые отложения обводнены короткое время. Инфильтрация атмосферных осадков приводит к образованию приповерхностного стока, подпочвой которого служат глинистые прослои в покровных отложениях, а также коренные породы. Приповерхностные потоки смыкаются с зоной насыщения в нижней части склонов и существуют в течение 15—20 суток после прекращения инфильтрации атмосферных вод. При выходе на поверхность воды приповерхностного стока образуют источники с дебитами 0,3—3 л/сек. Водообильность водоносных комплексов и зон трещиноватости отражена на схеме (рис. 7).

Гидрогеологическое районирование. На территории выделяются три гидрогеологические области: Бурейнская, Ханкайская и Сихотэ-Алинская. В их пределах устанавливаются артезианские бассейны межгорного типа, адартезианские бассейны, вулканогенные супербассейны и гидрогеологические массивы.

Артезианские бассейны занимают примерно треть территории. Главными являются: Средне-Амурский (общая площадь — около 60 000 км², из них в пределах района 4200 км²) и Уссури-Ханкайский (более 15 000 км²). Слагаются эти бассейны преимущественно песчаноглинными отложениями олигоцен-четвертичного возраста средней мощности 500—700 м. Наибольшей величины мощность достигает в Перелазском (2,5—2,7 км) и в Нижне-Бикинском (1,2 км) бассейнах. Адартезианские бассейны — Раздольненский и Арсеньевский занимают площадь около 1200 км² и сложены меловыми терригенными и вулканогенными отложениями мощностью до 1,5 км. Сверху меловые отложения перекрыты рыхлыми кайнозойскими образованиями мощностью 150—200 м.

Вулканогенные супербассейны слагают верхнюю часть гидрогеологического разреза и занимают пятую часть территории. По возрасту они делятся на меловые — Б. Уссурье-Бикинский, Ретиховский, Пограничный (П. П. Романюха, 1962 г.) и др.; палеогеновые — Хрустальненский и др.; неогеновые — Амурзетский, Нижне-Уссурийский и др. Площадь отдельных вулканогенных супербассейнов — от нескольких сотен до 2000 км². Мощность чехла до 200—300 м. В случае наложения бассейнов разного возраста мощность чехла возрастает до 600—800 м.

Гидрогеологические массивы занимают несколько меньше половины рассматриваемой территории. Они слагают нижний этаж гидрогеологического разреза. В зависимости от геологического строения массивы делятся на две группы: а) сложные породыми допалеозойского и палеозойского возраста (Приханкайский, Гродековский, Южно-Хинганский) и б) сложные породыми палеозойского и мезозойского возрас-

ста (Западно-Сихотэалинский). Литология и возраст пород определяют характер и степень водоносности массивов.

Кроме указанных структур, в районе г. Спасск-Дальний возможно выделение бассейна карстовых вод площадью около 200 км², приуроченного к карбонатным породам нижнего кембрия.

Зональность подземных вод. Условия водообмена изменяются в зависимости от высотных отметок и глубины залегания подземных вод. Зона свободного водообмена расположена выше местного базиса эрозии. В горных районах она охватывает зону выветривания коренных пород и пластовые водоносные горизонты, залегающие на водоразделах. Скорость движения подземных вод уменьшается от главных водоразделов к равнинным пространствам от десятков до нескольких метров в сутки. Скоростями движения в сотнях метров в сутки характеризуются приповерхностные потоки, формирующиеся в дельтавно-элю-

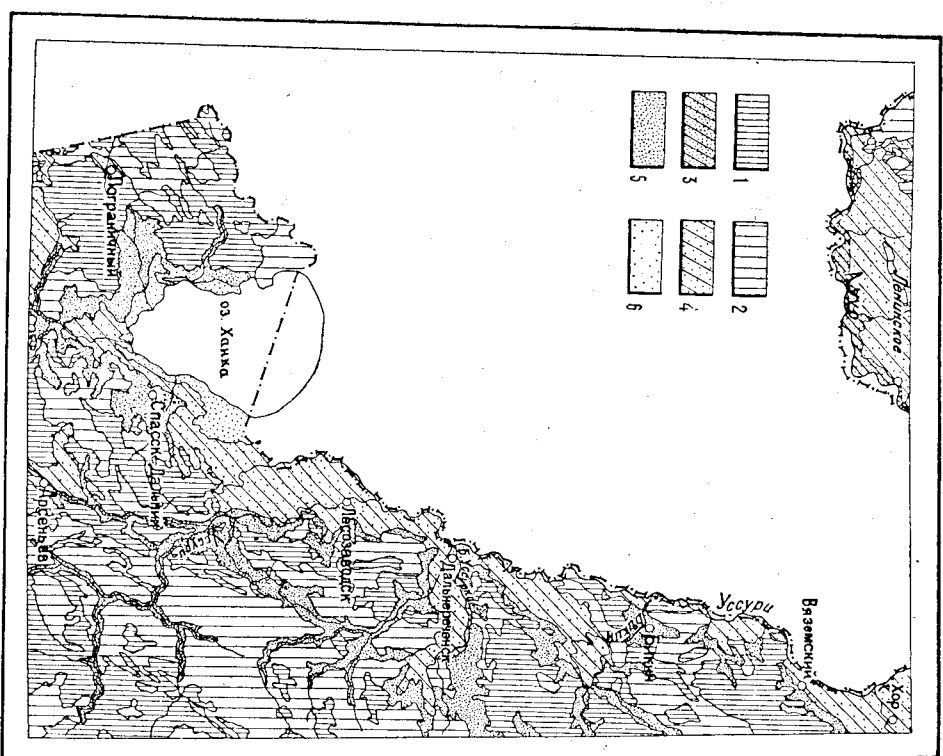


Рис. 7. Схема водообильности пород. Составили А. В. Зув, В. А. Кирюхин. Водообильность водоносных комплексов и зон трещиноватости. Преобладающий дебит источников (л/сек): 1 — 0,3—0,1; 2 — 0,1; 3 — 0,1—1; 4 — 1—10; 5 — 10—100; 6 — 100—1000.

выдающихся отложениях по распадам. В равнинных областях в пределах артезианских бассейнов зона свободного водообмена достигает мощности 100—150 м (на водоразделах). Скорость движения подземных вод колеблется от долей до нескольких метров в сутки. Условия водообмена ниже местного базиса эрозии выиснены слабо. Судя по незначительным величинам уклонов, небольшим коэффициентам фильтрации (до 2—3 м/сутки) и пористости (несколько процентов), в напорных водоносных горизонтах, залегающих на глубинах 100—300 м, скорость движения подземных вод не превышает нескольких сантиметров в сутки.

Гидрохимическая зональность проявляется в изменении состава и минерализации подземных вод как в плане, так и в разрезе. Выделяется ряд гидрохимических зон и подзон, объединенных на схематической гидрохимической карте (рис. 8) в гидрохимические пояса: зона А—зона пресных вод с минерализацией до 1 г/кг, подразделенная на подзоны $A_{0.3}$ (до 0,3 г/кг), $A_{0.5}$ (до 0,5 г/кг) и A_1 (до 1 г/кг); зона Б—зона соленых вод с подзоной B_3 (до 3 г/кг). Зоны и подзоны по их сочетанию в вертикальном разрезе объединяются в гидрохимические пояса: от $A_{0.3}$ до A_{B_3} . Наиболее пресные воды с минерализацией до 0,1—0,3 г/кг распространены в верхней части разреза. В горных областях такая минерализация наблюдается в водах приповерхностного и трещинно-грунтового стока. В артезианских бассейнах подзона очень пресных вод имеет мощность до 30—50 м и захватывает почвенные воды, верховодку и частично

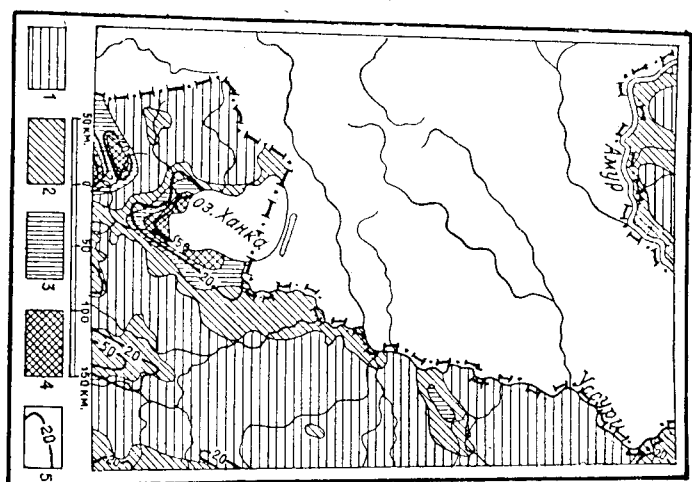
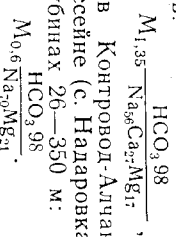
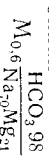


Рис. 8. Схема гидрохимических поясов с данными по геотермике. Составил В. А. Кирюхин. Гидрохимические пояса: 1 — подзона $A_{0.3}$; 2 — подзона $A_{0.5}$; 3 — подзона A_1 ; 4 — зона A_{B_3} (цифра в индексе гидрохимического пояса показывает максимальную минерализацию подземных вод данного пояса); 5 — границы вод с температурой 20° и 50°.

грунтовые воды. Состав этих вод кремнистый гидрокарбонатный магниево-натриево-кальциевый. Минерализация 0,1—0,5 г/кг является предельной для вод гидрогеологических массивов и вулканических супербассейнов (для изученных глубин 500—800 м). В адартезианских и артезианских бассейнах воды с такой минерализацией обнаружены на глубине 30—800 м, чаще в интервале 100—400 м. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-натриевый. Воды с минерализацией более 0,5 г/кг вскрыты лишь в отдельных скважинах. В с. Валимовка на глубине 220—402 м в песчанниках и конгломератах воды имеют состав:



а в Контровод-Алчанском бассейне (с. Надаровка) на глубинах 26—350 м:



В Раздольненском адартезианском бассейне на глы-

бинах более 2 км обнаружены соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией 11 г/кг.

Исходя из полученных данных, можно сделать вывод, что градиент роста минерализации с глубиной равен 80—150 мг/кг на 100 м, а нижняя граница пресных вод (1 г/кг) проходит в артезианских и адартезианских бассейнах на глубинах 700—1200 м. Состав вод с минерализацией 0,5—1 г/кг преимущественно гидрокарбонатный натриевый. В наиболее глубоких частях артезианских и адартезианских бассейнов, а также в их фундаменте могут быть обнаружены воды гидрокарбонатно-хлоридного и хлоридного натриевого состава с минерализацией до 2—3 г/кг, а в отдельных случаях до 10—15 г/кг. Указанная зональность нарушается в восточной части территории, где наблюдается воды гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 2—3 г/кг.

Газовая зональность изучена недостаточно. Судя по опробованию отдельных скважин в Средне-Амурском и Уссури-Ханкайском артезианских бассейнах, выделяются примерно следующие зоны: кислородно-углекисло-азотная до глубины 70—100 м, углекисло-метано-азотная до глубины 200—300 м, водородно-метано-азотная до глубины 1000 м и водородно-азотно-метановая глубже 1000 м.

Температурная зональность подземных вод проявляется неравномерно. В Средне-Амурском, Бикинском, Липовском участках Уссури-Ханкайского артезианского бассейна наблюдается тенденция нарастания температуры с глубиной. Соответственно геотермический градиент растет с 2,4 до 2,8 с 4 до 6 и с 2,2 до 3,9 в интервале глубин 100—1000 м. На Борисовском участке Раздольненского бассейна наблюдается обратная тенденция: геотермический градиент с глубиной падает с 4,5 до 1,5. Нижняя граница распространения холодных вод (20°С) проходит на глубине 250—630 м. Зона теплых вод (20—36°) прослежена в интервале глубин от 250—630 м до 750—1100 м. Максимальные температуры вод обнаружены в Средне-Амурской впадине (Переяславский участок) на глубине 1040 м—35°, в Раздольненской впадине (Борисовский участок) — на глубине 1200 м—45°. Теплые воды в артезианских бассейнах залегают ближе к поверхности, чем в гидрогеологических массивах.

Формирование подземных вод. Питание подземных вод зоны свободного водообмена происходит за счет атмосферных осадков. Изучение инфильтрации на склонах разной крутизны и в почвах различного гранулометрического состава показало, что практически вся масса атмосферных осадков поступает на пополнение вод зоны аэрации и тратится на испарение. Примерно 10—30% атмосферных осадков питает грунтовые воды. Опыты, проведенные Н. И. Столяр, Е. Ф. Кирилловой в мае—октябре 1967 г., показали, что 15—25 мм в год поступает на питание подземных вод в результате процессов конденсации в зоне аэрации. На участках пойм во время весенних и особенно летне-осенних паводков создается подпор подземных вод. Зона затопления поверхностными водами распространяется на несколько километров от русла реки. Движение подземных вод свободного водообмена происходит по направлению к руслам дренирующих поверхностных водотоков. Минимальные площади, необходимые для образования истоков рек (выходы подземных вод на поверхность), наблюдаются в горно-складчатых районах и равны 0,5—1 км². В артезианских бассейнах они увеличиваются до 2—5 км² и более. Максимальные расстояния от наиболее удаленных участков питания грунтовых вод (водоразделов) до места их разгрузки (русла рек) изменяются от 0,1—2 км в горных областях, до 3—15 км в равнинных районах. Наиболее высокими значениями среднегодовых модулей подземного стока отличаются горные районы (до 2,0 л/сек с 1 км²). Снижение модулей подземного стока происходит от 3 до 0,5 л/сек с 1 км² в районе Ханка (рис. 9).

Воды зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена, за исключением отдельных ограниченных участков, не получают пополнения. В этих зонах создается напорный режим фильтрации и диффузии, вызванный возрастанием с глубиной роли геостатического давления и отжиманием под его действием поровых вод от наиболее погруженных частей артезианских бассейнов к их периферии.

Режим подземных вод. Для рассматриваемой территории характерно три типа режима подземных (грунтовых) вод: водораздельный, склоновый и приреčný. Водораздельный тип режима наиболее изменчив и характеризуется наибольшими амплитудами уровня подземных вод: до 20—30 м в горных районах и до 0,5—3 м в равнинных районах, режимами колебаниями ресурсов подземных вод (вылоть до полного их исчезновения в отдельные периоды в горных районах), значительными изменениями степени минерализации вод (уменьшение летом, увеличение в 1,5—2 раза зимой), а также химического состава их и температуры.

Склоновый тип режима отличается также значительными колебаниями уровня подземных вод (до 12—17 м в горных районах), дебитов источников (от полного истощения в меженные периоды до 10—12 л/сек после выпадения осадков), степени минерализации, химического состава и температуры (до 1—3°С). Водораздельный и склоновый типы режимов определяются характером и интенсивностью водно-атмосферного питания. Влияние этого питания наблюдается в водах водоразделов и склонов через несколько часов после начала инфильтрации осадков. Приреčný тип режима, наряду с водно-атмосферным питанием, обусловлен также инфильтрацией поверхностных вод во время паводков. Под-

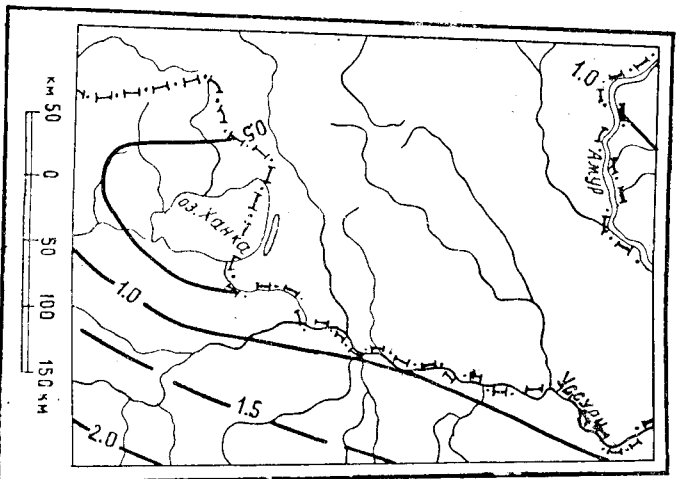


Рис. 9. Схема подземного стока (по Б. Н. Куледину) в изолиниях среднегодовых модулей подземного стока в л/сек с 1 км².

пор подземных вод реками наблюдается в течение 1—1,5 месяца после паводка. Паводковая волна уходит на расстояние 2—3 км от реки со скоростью 50—200 м/сутки. Поэтому пики уровней подземных вод запаздывают по отношению к пикам поверхностных вод на несколько дней. Амплитуда колебания уровня подземных вод в зоне приречного режима равна 0,2—4,5 м. Колебания температуры вод составляют 4—12°С, минерализации 40—100 мг/кг.

Практическое значение подземных вод. Подземные воды пригодны для водоснабжения почти повсеместно. Наиболее полно они используются в крупных населенных пунктах, где часто наблюдаются обширные депрессионные воронки. Использование подземных вод пока составляет 3—5% от их суммарных запасов. Модуль подземного стока

меняется от 0,5 л/сек на квадратный километр в артезианских бассейнах до 4 л/сек в гидрогеологических масивах. Наибольшая продуктивность скважин (10—55 л/сек) получена в современных аллювиальных и планоновых песчано-гравийно-галечных отложениях, а также в карбонатных породах нижнего кембрия. Эти отложения наиболее перспективны для поисков и разведки подземных вод в целях водоснабжения. В некоторых районах (в долине р. Уссури и ее притоков) использование подземных вод ограничивает повышенное содержание железа (до 10—20 мг/кг).

Минеральные воды используются на курорте Шмаковка и на воде по разлину вод «Ласточкина».

Подземные воды способствуют широкому развитию переувлажненных и заболоченных земель в Ханкайской и Средне-Амурской впадинах. Важную роль в этом играют воды верховодки, залегающие на суглинисто-глинистом покрове. Грунтовые воды влияют на заболачивание при глубине их залегания до 3—5 м. Такие участки широко развиты на пойменных и частично надпойменных террасах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авров В. Я. Прогноз газоносности СССР. Л.: Гостехиздат, 1963. 171 с.
2. Анерт Э. Э., Криштофович А. Н. Геологический очерк Приморья.— В кн.: Климатические условия Приморья. В. 2, 1923, с. 51—61.
3. Анерт Э. Э. Богатство недр Дальнего Востока. Хабаровск—Владивосток, «Книжное дело», 1928, с. 898.
4. Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Центральные Сихотэ-Алиньские структурные швы.—«ДАН СССР», 1955, т. 103, № 1, с. 109—111.
5. Беляевский Н. А. Сихотэ-Алиньская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3, М., Гостехиздат, 1958, с. 189—203.
6. Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края.— В кн.: Материалы к Первой Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Вып. 1, Владивосток, 1960, с. 30—34.
7. Берсенев И. И. Итоги геологического изучения Приморья за сорок лет Советской власти.—«Сов. геол.», 1962, № 11, с. 6—14.
8. Боровиков П. П., Коренбаум В. С., Левичкий В. В. Месторождения вермикулита в Приморье.—«Инф. сб. ПГВ», 1962, № 3, с. 57—63.
9. Бурдз А. И., Неволдин Л. А., Соловьев В. О. Даубихинский район.—«Сов. геол.», 1963, № 5, с. 129—133.
10. Варнаевский В. Г. Литология, фауна и палеогеографическая обстановка третичного осадконакопления на территории Хабаровского р-на.— В кн.: Геоморфология, палеогеография, геол. и полез. ископ. Примурья, Хабаровск, 1964, с. 85—95.
11. Верещагин В. Н. Новые данные о мезозойских отложениях западного склона Сихотэ-Алиня.—«Тр. ВСЕГЕИ», 1964, т. 107, с. 91—94.
12. Ганешин Г. С. Основные этапы истории развития рельефа Приморья.— В кн.: Мат-лы по четверт. геол. и геоморфологии СССР, нов. серия, вып. 1, Л., Гостехиздат, 1956, с. 52—75.
13. Ганешин Г. С. Геоморфология Приморья. Объяснительная записка к геоморфологической карте Приморского края и сопредельных территорий масштаба 1:500 000.—«Тр. ВСЕГЕИ», 1957, 133 с.
14. Ганешин Г. С. Стратиграфия верхнечетвертичных и четвертичных отложений Сихотэ-Алиня и Приморья.—«Мат-лы ВСЕГЕИ», 1959, вып. 27, с. 77—87.
15. Гапеева Г. М. Ценоцены базальтоиды Кировской возвышенности.—«ЗВМО», 1964, ч. 93, вып. 3, с. 304—317.
16. География Приморского края. Дальневост. кн. изд-во, 1965. 351 с.
17. Геологическое районирование южной части Дальнего Востока.— В кн.: Мат-лы по геол. и полез. ископ. СССР, Л., 1950, с. 35—47. Авт.: Н. А. Беляевский, М. И. Ипкинсон, Л. И. Красный, С. А. Музычев.
18. Геология СССР, т. XXXII. Под ред. И. И. Берсенева, М., «Недра», 1969, 695 с.
19. Гидрогеология СССР, т. XXV. Под ред. Н. А. Маринова, М., «Недра», 1968, 519 с.
20. Громов Ю. Я. Стратиграфия синия и кембрия Южного Приморья.—«Сов. геол.», 1958, № 6, с. 44—53.
21. Громов Ю. Я. Тектоника и история формирования Уссури-Ханкайского среднего массива.—«Сов. геол.», 1959, № 12, с. 40—51.
22. Еланова М. А., Окунева О. Г. Новые данные о возрасте карбонатных толщ (пеломаяская свита) Вознесенского р-на Приморского края.—«Инф. сб. ПГВ», 1971, № 7, с. 6—9.
23. Кирюхин В. А. Основные черты гидрогеологии артезианских бассейнов Дальнего Востока.—«Зем. ЛПИ», 1962, т. 44, вып. 2, с. 29—45.
24. Коренбаум В. С., Федина Г. Н. Некоторые закономерности пространственного размещения петматовых полей Приморья.— В кн.: Геол. и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 467—469.
25. Кропоткин П. Н., Шахартова К. А., Салун С. А. Тектоника и некоторые вопросы металлогении южной части советского Дальнего Востока.— В кн.: Мат-лы по геол., мин. и рудным м-ниям Дальнего Востока и Забайкалья, М., Изд-во АН СССР, т. 2, 1953, с. 78—93.

26. Кулинич Р. Г., Толмачева Л. С., Жуковская А. В. Эпизоды тектоники Ханкайского массива и его образования (по геофизическим данным).— В кн.: Восьмая конф. докт. ученых Дальнего Востока. Изд. ДВФ СО АН СССР, Владивосток, 1965, с. 44—51.
27. Лазарев А. З. Попазеозой Дальневосточного края.—«Тр. 17 Междунар. геол. конгр.», т. 2, М., 1939, с. 209—212.
28. Липкин Ю. С., Черкасская М. И. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений юга Ханкайского массива.—«Информ. сб. ПГВ», 1964, № 5, с. 11—18.
29. Липкин Ю. С. Некоторые особенности строения Ханкайского массива и история его формирования.— В кн.: Вопр. геол. сев.-зап. сектора Тихоокеанского рудного пояса. Изд-во ДВФ СО АН СССР, Владивосток, 1966, с. 17—20.
30. Лихт Ф. Р. Новые данные о распространении и характере палеозойских отложений в западном Сихотэ-Алине.—«Инф. сб. ПГВ», 1971, № 7, с. 9—12.
31. Мигула А. К. Геологическое строение и полезность Рязовской депрессии.—«Сов. геол. ДВФ СО АН СССР», вып. 13, 1960, с. 21—26.
32. Мишкин М. А., Мишкина И. В. Новые данные по стратиграфии и петрологии нижнего кембрия Ханкайского массива.—«Инф. сб. ПГВ», 1964, № 5, с. 19—22.
33. Никольская В. В. О нахождении костей триптеревидного слона в четвертичных отложениях юга советского Дальнего Востока.— В кн.: Пробл. физ. географ., т. 17, М., Изд-во АН СССР, 1951, с. 224—228.
34. Новые данные по стратиграфии аллювиальных, озерно-аллювиальных и озерных четвертичных отложений Приморья и Среднего Приамурья.—«Сов. геол.», 1962, № 9, с. 78—86. Авт.: И. И. Берсенев, В. Ф. Морозова, С. А. Салун, П. Н. Соловьев.
35. Общие черты геологического строения южной части Дальнего Востока.— В кн.: Совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем Дальнего Востока. Хабаровск, 1956, с. 5—6. Авт.: Н. А. Беляевский, М. Г. Золотов, Л. И. Красный, М. С. Напиевна.
36. Овсянников Н. В. Каменные строительные материалы.— В кн.: Полезные ископаемые Дальневосточного края. Т. 1, Владивосток, Изд-во ДВФ АН СССР, 1938, 348 с.
37. Радкевич Е. А. Зооторудные формации Дальнего Востока. М., «Наука», 1969, 136 с.
38. Руб М. Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлогении.—«Тр. ИГЕМ», 1960, вып. 33, 359 с.
39. Руб М. Г., Залишак В. Л. Ценоцены интрузивные породы Приморского края.—«Изв. АН СССР», сер. геол., 1964, № 10, с. 80—102.
40. Салун С. А. Основные черты тектоники и истории развития фундамента Сихотэ-Алиньской области.—«ВМОИП», 1963, т. 38, № 6, с. 3—16.
41. Сеи И. И., Калаева Е. Д. Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений южного Сихотэ-Алиня.—«ДАН СССР», 1971, т. 198, № 4, с. 921—924.
42. Силантьев В. Н. Фундано-Иманский свит.—«Изв. АН СССР, серия геол.», 1963, № 2, с. 39—49.
43. Ситников В. К. Попазное питание рек Дальнего Востока.—«Тр. Гидрогеол. ин-та», 1964, вып. 114, с. 161—170.
44. Смирнов А. М. О соотнесении Монголо-Охотского и Тихоокеанского складчатых поясов и Китайской платформы.—«Изв. АН СССР, сер. геол.», 1958, № 8, с. 76—92.
45. Соловьев В. В. Следы древнего оледенения и перигляциальных условий в южном Приморье.—«Тр. ВСЕГЕИ», 1961, т. 64, с. 141—148.
46. Соловьев В. В., Зданская Г. Г. Стратиграфия голоцена южного Приморья и Сахалина (по данным спорово-пыльцевого анализа).—«Инф. сб. ВСЕГЕИ», 1961, № 52, с. 49—59.
47. Стратиграфия четвертичных отложений Сахалина и сопредельных районов материка (по данным спорово-пыльцевого анализа).—«Тр. ВСЕГЕИ», 1967, т. 145, с. 208—228. Авт.: В. Г. Бестайский, Г. Г. Зданская и др.
48. Хетчиков Л. Н. Геологические исследования в южной части Дальнего Востока за 35 лет Советской власти.— В кн.: Наука на Дальнем Востоке. Владивосток, 1957, с. 7—21.
49. Чемеров Ю. Ф. Древние оледенения Дальнего Востока СССР.—«Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. серия, вып. 42, 1961, с. 139—174.
50. Чемеров Ю. Ф. Каолинсодержащие породы юга Дальнего Востока СССР как возможных источников электротермического алюминия.—«Тр. ВСЕГЕИ», 1964, т. 107, с. 175—185.
51. Шехоркина А. Ф. Формация рифей и нижнего кембрия Ханкайского массива Приморья. М., «Наука», 1966, с. 96.
52. Южная часть Дальнего Востока. Под ред. И. П. Герасимова, М., «Наука», 1969, 419 с.